



دانشکده علوم زمین
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی
پایان نامه کارشناسی ارشد

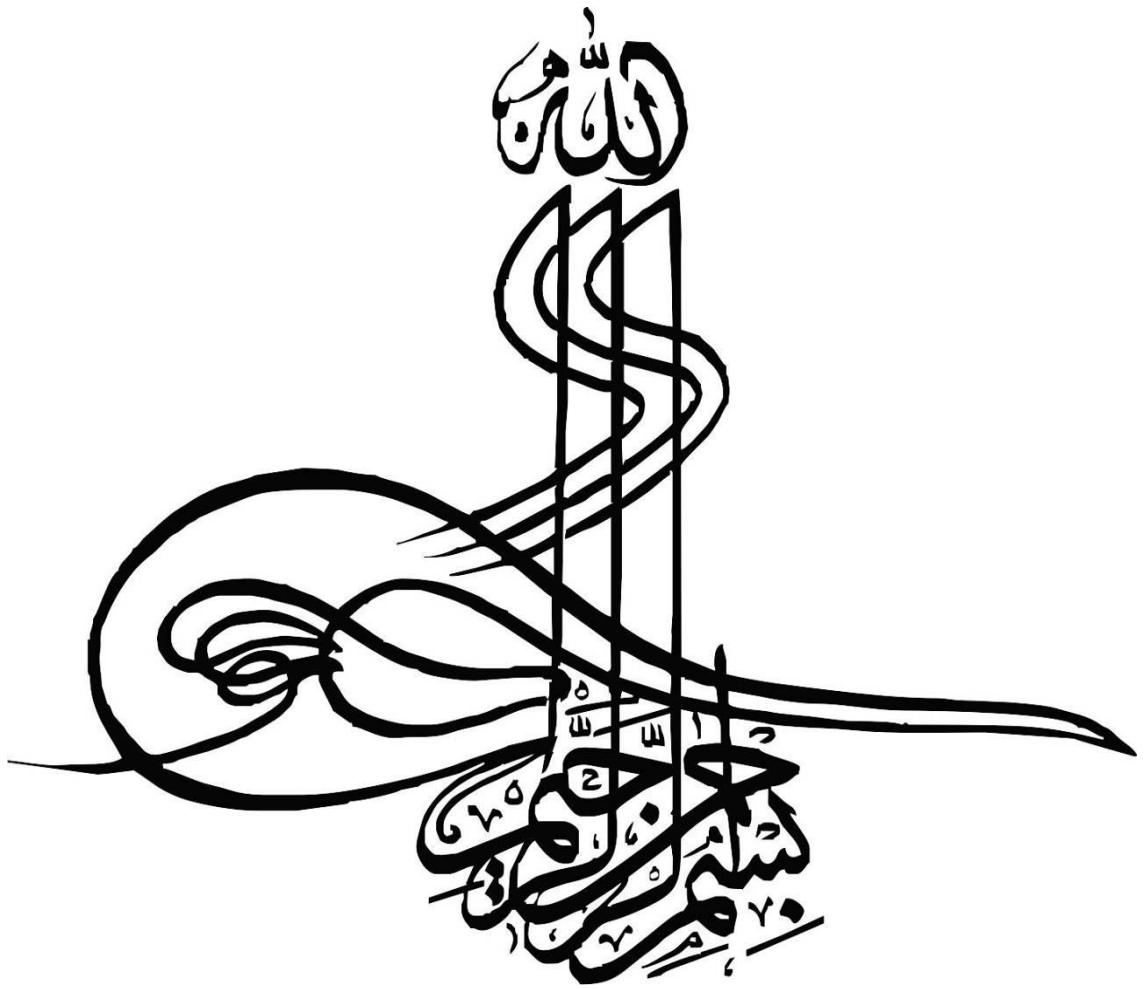
بررسی اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی مرتبط با آن
در منطقه زرتول شمال شرق سمنان

مریم شهری

استاد راهنما
دکتر محمود صادقیان

اساتید مشاور
دکتر حبیب‌الله قاسمی
دکتر فرج‌الله فردوست

تیرماه ۱۳۹۰



سپاس و قدردانی

می‌ارزد که گاهی چند لحظه‌ای فارغ از غوغا و هیاهوی زندگی روزانه به تفکر بیاندهشیم. همانگونه تفکری که ارزش آن از هفتاد سال عبادت بیشتر است. به خود بیاندهشیم، به جهان بیاندهشیم، تا از درخت پر بار هستی خوشه‌ای برچینیم و سپاس گوئیم خالق هستی را که عالم به اسرار عالم و منشأ آفرینش است. او که عقل و بینش را زیور انسان ساخت تا با کاوش در عظمت او به مفهوم درک حقیقت، تعالی یابد.

از آقای دکتر محمود صادقیان که راهنمایی این پایان‌نامه را تقبل نموده و همواره با گشاده‌رویی، شکیبایی و طبعی بلند یاریم نموده‌اند، تشکر می‌نمایم.

از اساتید بزرگوام، دکتر حبیب الله قاسمی و دکتر فرج الله فردوست که در طول مدت تحصیل از مشاوره ارزنده‌شان بهره‌مند شدم، سپاسگزارم و برایشان آرزوی سلامتی دارم.

از ریاست محترم دانشکده علوم زمین، آقای دکتر کرمی که در فراهم آوردن محیطی مناسب برای انجام این تحقیق همکاری نمودند، تشکر و قدردانی می‌نمایم.

از دکتر عزیز الله طاهری و مهندس سید رضا میرباقری که در مطالعات چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه اینجانب را یاری نموده‌اند و همچنین از راهنمایی و یاری پروفیسور دیوید ریچارد لنتز، دکتر داگلاس هال و همکاران ایشان جهت انجام آنالیز میکروپروب کمال تشکر دارم. همچنین از پروفیسور شاه ولی فریاد به خاطر انجام ژئوترموبارومتری در دانشگاه پراک تشکر می‌نمایم.

از داوران محترم، دکتر مریم شیخی و دکتر فردین موسیوند نیز کمال تشکر را دارم.

از خواهر خوبم فرشته شهری و دوستان و همراهان محترم، خانم‌ها: زهرا دلاور، میمنت رحمانی، سکینه شکاری، شیوا باغبانی، نرگس دهنوی و رقیه‌السادات رضوی و آقایان: سلمان فتحی، عبدالله شمسی تشکر می‌کنم و برای همه آن‌ها سلامتی، موفقیت و سربلندی آرزومندم.

از کلیه دوستان و عزیزانی که به هر نحوی مرا در به ثمر رساندن این مجموعه مورد لطف و عنایت خویش قرار دادند و ذکر نام آن‌ها در اینجا عنوان نشده است، صمیمانه تشکر و قدردانی می‌نمایم.

چکیده

منطقه زرتول در ۱۰ کیلومتری شمال شهر سمنان واقع شده است و از لحاظ تقسیمات زمین‌شناسی ساختاری بخشی از حاشیه شمالی زون ایران مرکزی است. در این منطقه سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی به سن ائوسن میانی- فوقانی رخنمون دارند. وجود میان لایه‌های آهکی حاوی میکروفسیل‌های نومولیت، دیسکوسیکلین، آسلینا، آلوتولین و ... محدوده سنی مذکور را تأیید می‌کند. تعدادی توده نفوذی با طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت به درون این توالی سنگی نفوذ کرده‌اند. جایگزینی این توده‌های نفوذی به همراه عملکرد تکتونیکی شرایط مناسبی را برای متاسوماتیسم (اسکارن‌زایی، کانه‌زایی، دگرسانی و ...) فراهم کرده است. در کنار اسکارن‌زایی صورت گرفته، کانه‌زایی نسبتاً گسترده‌ای از آهن در این منطقه رخ داده است. بررسی عناصر ساختاری در منطقه مورد مطالعه و در مقیاس بزرگتر به سمت غرب و شرق نشان می‌دهد که گسل‌های بزرگ سمنان و عطاری نقش مهمی در ایجاد فضاهای باز مناسب جهت جایگزینی توده‌های نفوذی و ایجاد زون‌های تکتونیکی خرد شده برای جایگزینی سیالات کانساز ایفا نموده‌اند. شواهد متفاوتی از تراوش سیالات حاصل از تبلور تفریق به درون سنگ‌های میزبان وجود دارند. اسکارن‌زایی به عنوان بخشی از فرایند متاسوماتیسم، به تشکیل مجموعه‌های کانیاپی حاوی گارنت‌های کلسیم- آهن‌دار، کلینوپیروکسن، اسکاپولیت و ... شده است. گارنت‌های کلسیم‌آهن‌دار، فراوانترین کانی بارز دگرگونی همبری هستند. بر اساس نتایج آنالیز میکروپروب ترکیب آن‌ها در برخی مناطق برابر با آندرادیت ۶۰ تا ۱۰۰ درصد می‌باشد. گارنت‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی و رنگی هستند. کلینوپیروکسن‌ها از نوع سالیته بوده و فراوانی کمتری از گارنت‌ها دارند. اسکاپولیت‌ها نیز در حاشیه توده‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی و سنگ‌های توفی میزبان آن‌ها به وجود آمده و اسکاپولیت‌ها از نوع غنی از سدیم به نام دایپیر می‌باشند. بررسی‌های دقیق پتروگرافی حاکی از آن است که بین کانه‌های آهن‌دار و تشکیل مجموعه‌های کانیاپی دگرگونی (به ویژه مجموعه‌های حاوی گارنت‌های کلسیم‌دار) ارتباط بسیار نزدیکی وجود دارد و اسکارن‌زایی و کانه‌زایی تقریباً هم‌زمان صورت گرفته‌اند. بر اساس ژئوترموبارومتري به روش‌های گارنت- کلینوپیروکسن و ترمومتري کلریت‌ها و با توجه به وجود شواهد متاسوماتیسم بخش دمای بالای اسکارن‌ها در محدوده دمایی ۴۵۰ تا ۵۶۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۲ کیلوپار تشکیل گردیده‌اند. کانه‌شناسی کانسازهای آهن نشان می‌دهد که آن‌ها عمدتاً دارای ساختار رگه‌ای یا جایگزینی می‌باشند و شامل کانه‌های مگنتیت، هماتیت و به مقدار کمتر پیریت و کالکوپیریت می‌باشند. رگه‌های باریت، کلسیت و دگرسانی گرمایی به فراوانی در منطقه تشکیل شده‌اند.

کلمات کلیدی: متاسوماتیسم، اسکارن‌زایی، آنالیز میکروپروب، ژئوترموبارومتري، زرتول، سمنان.



تقديم می کنم به:

پدر و مادر مهربانم

لیست مقالات مستخرج از این پایان نامه:

۱- شهری م. صادقیان م. میرباقری س.ر. و قاسمی ح.، ۱۳۸۸، "اسکارنزایی و متاسوماتیسم در منطقه زرتول، شمالشرق سمنان"، بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۶ صفحه.

۲- شهری م. صادقیان م. میرباقری س.ر. و فردوست ف.، ۱۳۸۹، "پتروژنز کانسارهای آهن شمال سمنان"، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران و بیست و هشتمین گردهمایی علوم زمین، دانشگاه ارومیه، ۶ صفحه.

۳- شهری م. صادقیان م. و لنتز د.، ۱۳۸۹، "اسکارنزایی و نتایج آنالیز میکروپروب کانی‌های سازنده اسکارن‌های کلسیک آهن‌دار شمال سمنان"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۸ صفحه.

۴- شاه حسینی الف، شهری م، صادقیان م، ۱۳۸۹، "اسکارنزایی و متاسوماتیسم در منطقه نوکه شمال شرق"، سمنان همایش منطقه‌ای زمین‌شناسی فلات ایران زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زرنند، ۷ صفحه.

۵- شهری م، صادقیان م، فریاد ش.و.، ۱۳۹۰، "پتروژنز کانه‌زایی‌های مرتبط با توده‌های گرانیتوئیدی شمال-شمالشرق سمنان"، نوزدهمین همایش بلور و کانی، دانشگاه گلستان، ۴ صفحه.



فهرست مطالب

صفحه	عنوان
	فصل اول: کلیات
۱-۱-۱	موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی..... ۱
۲-۱-۲	ژئومورفولوژی..... ۳
۳-۱-۳	آب و هوا و جغرافیای انسانی..... ۴
۴-۱-۴	مطالعات قبلی ۴
۵-۱-۵	روش تحقیق و مطالعه..... ۷
۶-۱-۶	اهداف ۸

فصل دوم: زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرایی

۱-۲-۱	مقدمه ۱۰
۲-۲-۲	پالئوزوئیک (پیش از تریاس)..... ۱۱
۳-۲-۳	مزوزوئیک..... ۱۲
۴-۲-۴	سنوزوئیک..... ۱۸
۱-۴-۲	ماگماتیسم نفوذی ائوسن فوقانی..... ۲۸
۲-۴-۲	دگرگونی همبری..... ۳۰
۱-۲-۴-۲	دگرگونی همبری در مارن‌ها و آهک‌های قبل از تریاس..... ۳۳
۲-۲-۴-۲	دگرگونی همبری مارن‌های کرتاسه..... ۳۳
۳-۲-۴-۲	دگرگونی همبری در ماسه‌سنگ آهکی تا آهک ماسه‌ای کرتاسه..... ۳۴
۴-۲-۴-۲	دگرگونی همبری در ماسه‌سنگ، سیلتستون، میکروکنگلوмера و کنگلومرا و کنگلومرای کرتاسه..... ۳۴
۵-۲-۴-۲	دگرگونی همبری در سنگ‌های ائوسن میانی - فوقانی..... ۳۵
۵-۲-۵	زمین‌شناسی ساختمانی..... ۳۹
۶-۲-۶	زمین‌شناسی اقتصادی..... ۴۴

فصل سوم: پتروگرافی و تفسیر تحولات صورت گرفته در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه

۱-۳-۱	مقدمه..... ۵۲
۲-۳-۲	پتروگرافی و تحولات ژئوشیمیایی در سنگ‌های آذرین نفوذی..... ۵۲
۱-۲-۳	گابرو/ دیوریت‌ها/ مونزودیوریت‌ها..... ۵۳
۲-۲-۳	گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها..... ۵۷
۳-۲-۳	آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها..... ۵۹
۳-۳-۳	اسکارن‌ها..... ۶۰
۱-۳-۳	گازنت و روابط کانی‌شناسی مرتبط با آن..... ۶۳

۴-۳- کانه‌ها..... ۸۰

فصل چهارم: تفسیر نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب برخی از کانی‌های بارز و ژئوترموبارومتری اسکارن‌ها با استفاده از آن‌ها

۴-۱- مقدمه ۸۸

۴-۲- آنالیز میکروپروب برخی از کانی‌های سازنده اسکارن‌ها..... ۸۸

۴-۲-۱- گارنت..... ۸۸

۴-۲-۲- کلینوپیروکسن..... ۱۰۲

۴-۲-۳- مگنتیت..... ۱۰۴

۴-۲-۴- اسکاپولیت..... ۱۰۴

۴-۳-۵- کلریت..... ۱۰۸

۴-۳- ژئوترموبارومتری اسکارن‌ها مبتنی بر نتایج آنالیز میکروپروب..... ۱۱۱

فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات ۱۱۷

منابع

منابع فارسی ۱۲۳

منابع لاتین ۱۲۴

پیوست

نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ نارکان..... ۱۲۹

فهرست جداول

جدول ۱-۲- خصوصیات سنگ شناسی اسکارن‌های مناطق مختلف..... ۳۶

جدول ۱-۳- راهنمای علائم اختصاری بکار برده شده برای کانی‌ها..... ۵۳

جدول ۲-۳- روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در درون اسکارن‌ها..... ۷۳

جدول ۳-۳- روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در برون اسکارن‌ها..... ۷۸

جدول ۳-۴- روابط پاراژنتیکی کانه‌ها در معادن آهن شمال سمنان..... ۸۶

جدول ۱-۴- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه گارنت متعلق به اسکارن‌های موجود در حاشیه جنوب‌غرب معدن آهن

زرتول..... ۹۰

جدول ۲-۴- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه گارنت متعلق به اسکارن‌های گارنت‌دار شمال شرق نوکه..... ۹۰

جدول ۳-۴- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه گارنت متعلق به اسکارن‌های گارنت‌دار شمال شرق نوکه..... ۹۰

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه‌های گارنت متعلق به رگه‌های حاوی گارنت، کلسیت..... ۹۱

- جدول ۴-۵- درصدهای مولی محاسبه شده آندرادیت، پیرالسپیت و گروسولار برای گارنت‌های آنالیز شده متعلق به نمونه‌های مورد مطالعه..... ۹۳ و ۹۴
- جدول ۴-۶- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه‌های کلینوپیروکسن موجود در اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت اسکارن که به صورت درصد مولی اجزاء ترکیبی کلینوپیروکسن محاسبه شده‌اند..... ۱۰۴
- جدول ۴-۸- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه‌های اسکاپولیت متعلق به اسکاپولیت- دیوپسید اسکارن‌ها..... ۱۰۷
- جدول ۴-۹- نتایج آنالیز میکروپروب چندین نقطه آنالیز شده بر روی کلریت..... ۱۰۹
- جدول ۴-۱۰- نتیجه ژئوترموبارومتری زوج کانی گارنت- کلینوپیروکسن..... ۱۱۴

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه..... ۱
- شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای سه بعدی منطقه مورد مطالعه..... ۲
- شکل ۱-۳- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (تهیه شده توسط نرم‌افزار GIS و بر اساس تصاویر ماهواره‌ای Spot)..... ۳
- شکل ۱-۴- تصویری از مورفولوژی کلی منطقه مورد مطالعه و بخشی از مناطق همجوار آن که بر اساس فایل‌های توپوگرافی STRM و به کمک نرم‌افزار Global Mapper پردازش و تهیه شده است..... ۴
- شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای و تقسیم‌بندی منطقه از نظر زمین‌شناسی ساختمانی..... ۱۰
- شکل ۲-۲- تصاویری از واحد سنگی PTR^{ml} و دایک‌های قطع کننده آن در جنوب روستای نارکان..... ۱۲
- شکل ۲-۳- نمای نزدیکی از دولومیت‌های برشی شده سازند الیکا..... ۱۳
- شکل ۲-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز سازند شمشک، دلیچای و لار..... ۱۵
- شکل ۲-۵- تصاویری از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کرتاسه..... ۱۷
- شکل ۲-۶- تصاویری از ویژگی‌های سازند فجن در منطقه مورد مطالعه..... ۱۸
- شکل ۲-۷- تصاویری از ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و میان‌لایه‌های آهکی همراهشان..... ۲۰
- شکل ۲-۸- تصاویری از فسیل‌های یافت شده در بین لایه‌های آهکی موجود در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن..... ۲۲
- شکل ۲-۹- تصاویری از واحدهای توفی منطقه (E_K^{mt}, E_K^{tsh})..... ۲۳
- شکل ۲-۱۰- تصاویری از ویژگی‌های بارز واحد کنگلومرایبی E^c..... ۲۵
- شکل ۲-۱۱- تصاویری از توده‌های بازیک رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه..... ۲۹
- شکل ۲-۱۲- تصاویری از توده‌های آذرین فلسیک رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه..... ۳۰
- شکل ۲-۱۳- نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از اسکارن‌های شمال شرق سمنان..... ۳۲
- شکل ۲-۱۴- دایک‌های دیوریتی قطع کننده واحد PTR^{ml} در جنوب نارکان..... ۳۳
- شکل ۲-۱۵- تصاویری از قطع شدن واحد ماسه‌سنگی کرتاسه توسط دایک‌های دیوریتی و پیامدهای جایگزینی آن‌ها در شمال روستای نارکان..... ۳۴
- شکل ۲-۱۶- توده گرانیتهی و اسکارن‌زایی اطراف آن واقع در شمال شرق کال شاهوران..... ۳۵
- شکل ۲-۱۷- تصاویری از رگه‌های کلسیتی و سیلیسی قطع کننده آلکالی فلدسپار گرانیتهی و سنگ‌های میزبان آن‌ها..... ۳۶

- شکل ۲-۱۸- بلورهای درشت و کشیده اسکاپولیت واقع در حاشیه سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی..... ۳۶
- شکل ۲-۱۹- تصویری از راندگی آهک‌های کرتاسه بر روی ماسه سنگ‌های قرمز کرتاسه که نفوذ دایک‌ها نیز در این واحد ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود (واقع در روستای نارکان)..... ۴۰
- شکل ۲-۲۰- تصویری از چین‌خوردگی بارز در آهک‌های واحد سنگی متعلق به پیش از تریاس..... ۴۰
- شکل ۲-۲۱- تصاویری از چین‌خوردگی در واحدهای سنگی اتوسن..... ۴۱
- شکل ۲-۲۲- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه..... ۴۲
- شکل ۲-۲۳- تصاویری از پدیده‌های مرتبط با کانه‌زایی در معدن آهن شمال سمنان..... ۴۵
- شکل ۲-۲۴- الف) تصویری از کانسنگ حاوی مگنتیت برشی شده که فضاهای بین قطعات مگنتیت بعداً توسط کلسیت پر شده است. ب) شکل بازسازی شده شکل الف..... ۴۶
- شکل ۲-۲۵- تصاویری از کانسار آهن زرتول و ویژگی‌های آن..... ۴۶
- شکل ۲-۲۶- آنالیزهای XRD گرفته شده از نمونه سنگ‌های معدن آهن زرتول..... ۴۷
- شکل ۲-۲۷- تصاویری از ویژگی‌های بارز اسکارن‌ها و پدیده‌های مرتبط با آن‌ها در امتداد جاده سمنان- پیغمبران..... ۴۸
- شکل ۲-۲۸- تصاویری از رخساره آرژیلیتی شده در سنگ‌های آندزی-بازالتی واقع در مهدیشهر..... ۵۰
- شکل ۳-۱- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی گابرو/دیوریت‌های منطقه..... ۵۴
- شکل ۳-۲- تصاویری میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود کانی‌های آهن‌دار و چگونگی حضور آن‌ها در گابرو/دیوریت‌ها..... ۵۵
- شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای اوژیت که توسط کلریت با شکل کاذب جایگزین شده‌اند و تشکیل بلورهای طویل بیوتیت متاسوماتیک در دایک‌های دیوریتی..... ۵۶
- شکل ۳-۴- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی..... ۵۸
- شکل ۳-۵- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها..... ۶۰
- شکل ۳-۶- تصاویری از پاراژنز مگنتیت، گارنت و اسفن در حاشیه سنگ‌های گرانیتوئیدی فلسیک..... ۶۶
- شکل ۳-۷- تصاویری از مجموعه کانیایی گارنت، کلینوپیروکسن، آلبیت و اپیدوت..... ۷۰
- شکل ۳-۸- تصاویری از مجموعه کانیایی اسکاپولیت، کلینوپیروکسن و کلریت..... ۷۲
- شکل ۳-۹- نمودار XRD نشان‌دهنده وجود ماریالیت، دیوپسید و کلریت..... ۷۳
- شکل ۳-۱۰- تصاویری از تبلور گارنت در سنگ‌های آهکی..... ۷۵
- شکل ۳-۱۱- تصاویر مربوط به کلسیت‌های نوظهور شکل گرفته در گارنت اسکارن‌ها..... ۷۶
- شکل ۳-۱۲- تصاویر حضور گارنتیت‌ها در سنگ‌های آهکی..... ۷۷
- شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی حضور گارنت نوع آندرادیت و دیوپسید در سنگ میزبان آهکی..... ۷۷
- شکل ۳-۱۴- نمودارهای XRD نشان‌دهنده وجود آندرادیت، گروسولار، کلسیت و کوارتز در سنگ‌های اسکارنی شمال غرب نوکه..... ۷۹
- شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی رگه مگنتیتی در سنگ آندزیتی که مجدد برشی شده و توسط سیال کلسیتی در بر گرفته شده است..... ۸۰
- شکل ۳-۱۶- تصاویری از کانی‌شناسی کانه‌های تشکیل شده در منطقه..... ۸۱
- شکل ۳-۱۷- نمودار XRD نشان‌دهنده پاراژنز مگنتیت، هماتیت، کلسیت و کوارتز..... ۸۲

شکل ۳-۱۸- تصاویر میکروسکوپی از باریت به همراه کانی‌های همراه آن و آنالیز XRD گرفته شده..... ۸۵

شکل ۴-۱- طرح کلی مناطق انتخاب و نامگذاری شده جهت انجام آنالیز میکروپروب در گارنت‌ها..... ۸۹

شکل ۴-۲- موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی نمودار مثلثی گروسولار- پیرالسپیت- آندرادیت و مقایسه آن با دامنه ترکیبی اسکارن‌های مرتبط با کانسارهای فلزی مختلف..... ۹۵

شکل ۴-۳- تغییرات ترکیبی گارنت‌های دانهریز (GM و GR) و دانه‌درشت (GV) در دو اسکارن مختلف..... ۹۶

شکل ۴-۴- تصاویری از نمونه GV2-C5 و نوسانات ترکیبی در آن..... ۹۷

شکل ۴-۵- تصویر BSE نمونه گارنت CV2-C1 با ۷ نقطه آنالیز شده که در تصویر قابل مشاهده است..... ۹۸

شکل ۴-۶- تصویر BSE نشان دهنده مسیر آنالیز خطی یک بلور گارنت در نمونه GV2-C3 و نمودار نشان دهنده مقادیر درصد مولی آندرادیت و گروسولار در آن..... ۹۹

شکل ۴-۷- تصویر BSE نشان دهنده مسیر آنالیز خطی یک بلور گارنت در نمونه GV2-C4 و نمودار تغییرات درصد مولی آندرادیت- گروسولار در امتداد آن مسیر..... ۹۹

شکل ۴-۸- تصویر BSE نشان دهنده آنالیز خطی گارنت در نمونه GV1-C4 و نمودار محاسبه شده میزان آندرادیت- گروسولار در آن..... ۱۰۰

شکل ۴-۹- نمودار تغییرات TiO_2 در دو نمونه گارنت..... ۱۰۰

شکل ۴-۱۰- تصویر BSE نمونه گارنت GM1-C3 و نمودار نقاط آنالیز شده بر روی آن..... ۱۰۱

شکل ۴-۱۱- نمودارهای نشان دهنده تغییرات مقادیر آندرادیت و گروسولار در گارنت‌های متعلق به نمونه‌های GM1, GR1 و GR2..... ۱۰۱

شکل ۴-۱۲- تصویر میکروسکوپی کانی‌های آنالیز شده در اسکاپولیت- دیوپسید اسکارن‌ها..... ۱۰۳

شکل ۴-۱۳- نمودار نشان دهنده موقعیت ترکیبی انواع کلینوپیروکسن‌ها..... ۱۰۳

شکل ۴-۱۴- نمودار Cl در مقابل درصد میونیت برای تعیین ترکیب اسکاپولیت‌ها..... ۱۰۵

شکل ۴-۱۵- تصویری از نمونه دستی و مقطع میکروسکوپی برونسویگیت..... ۱۱۰

شکل ۴-۱۶- نمودار Fe/Fe+Mg در مقابل Si جهت تعیین ترکیب کلریت‌ها..... ۱۱۰

شکل ۴-۱۷- نمودار سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H و تعیین شرایط تشکیل پاراژن‌های کانایی در اسکارن‌های شمال سمنان..... ۱۱۲

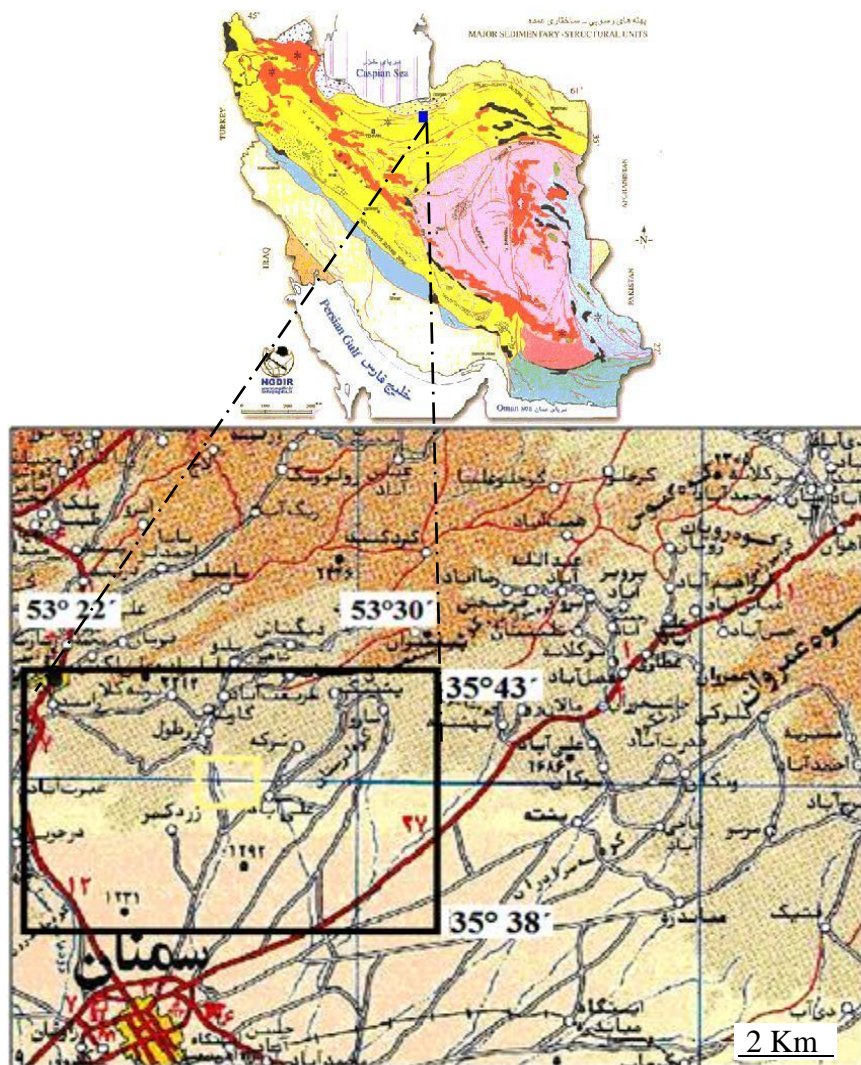
شکل ۴-۱۸- نمودار XRD نشان دهنده وجود آندرادیت، هدنبرژیت و کوارتز در یک نمونه از سنگ‌های اسکارنی غرب جاده سمنان- پیغمبران روبروی معدن آهن شمال سمنان..... ۱۱۳

فصل اول

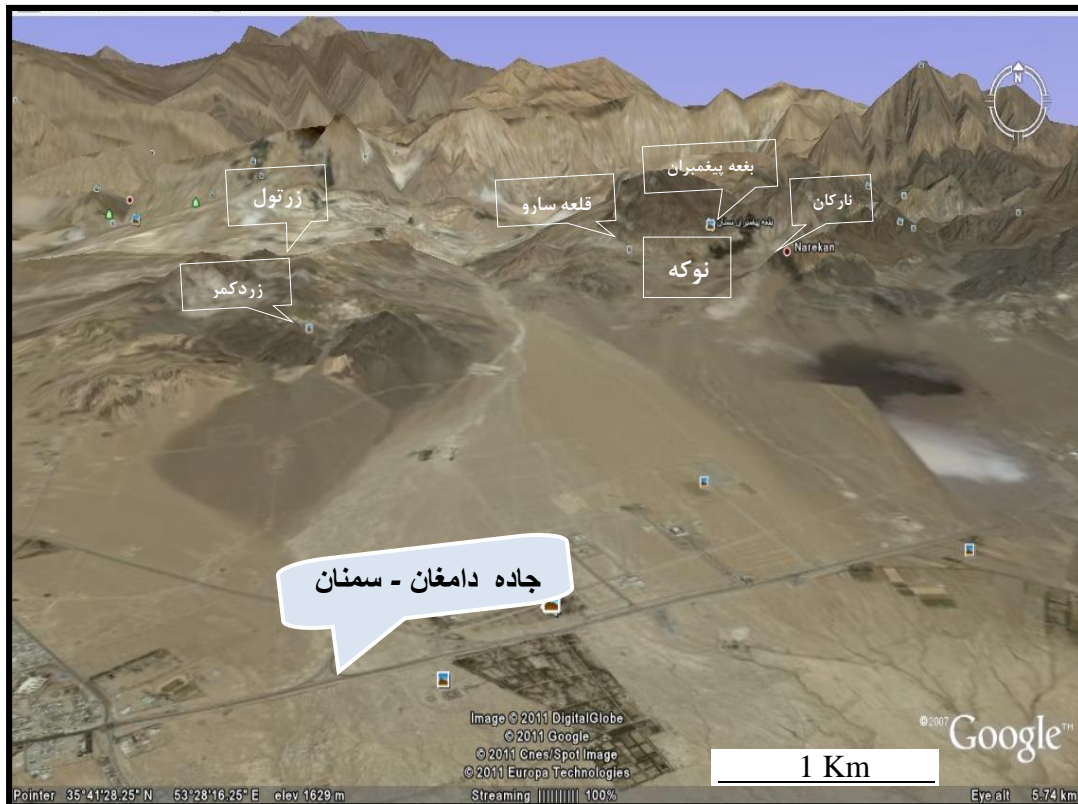
کلیات

۱-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی

منطقه مورد مطالعه، در شمال و شمال‌شرق شهر سمنان واقع گردیده است. وسعت تقریبی این منطقه حدود ۴۰ کیلومتر مربع می‌باشد. این محدوده در بین طول‌های جغرافیایی $53^{\circ} 30'$ تا $53^{\circ} 22'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ} 37'$ تا $35^{\circ} 45'$ شمالی واقع شده است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱- نقشه نشان‌دهنده موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.



شکل ۱-۲- تصویر ماهواره‌ای سه بعدی منطقه مورد مطالعه.

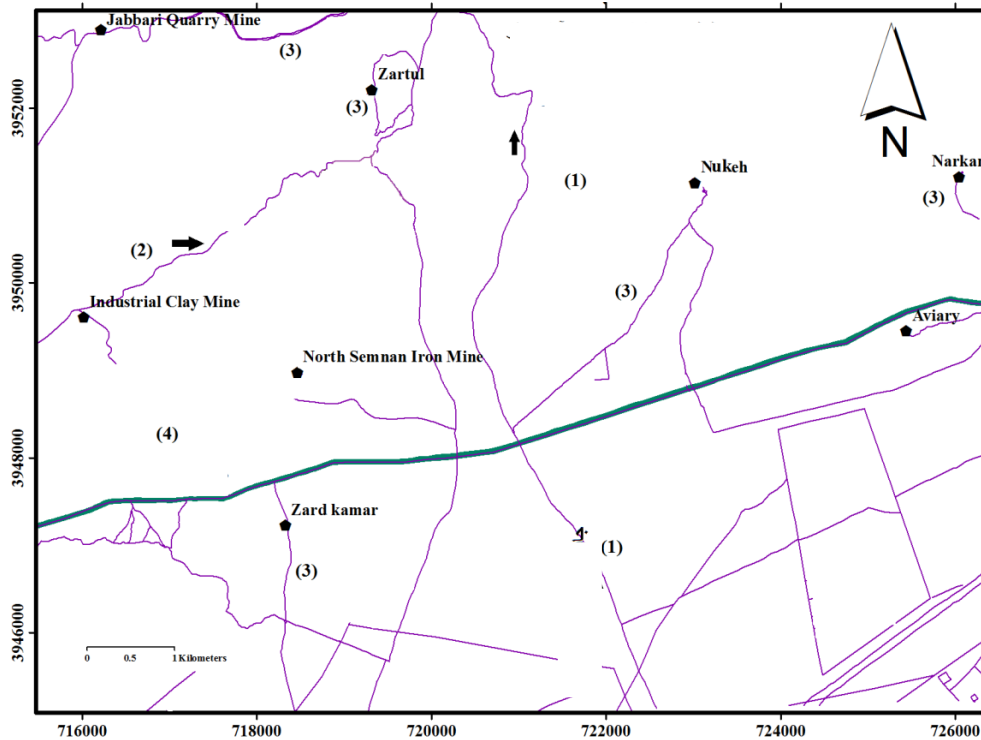
روستاهای نوکه، نارکان، زرتول و زردکمر که در شکل ۱-۲ مشخص شده‌اند و همچنین روستاهای درجزین و شاهوران در منطقه مورد مطالعه وجود دارند. دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق چندین راه خاکی منشعب شده از جاده اصلی سمنان- دامغان و سمنان- مهدی‌شهر امکان پذیر است. مسیرهای مهم دسترسی به مجموعه‌های سنگی مورد نظر که با علامت شماره در شکل ۱-۳ نشان داده شده‌اند، به شرح زیر می‌باشند:

۱- جاده منشعب شده از کنار پلیس راه سمنان- دامغان که طی یک مسیر تقریباً شمالی- جنوبی به پیغمبران ختم می‌شود.

۲- جاده درجزین- پیغمبران نیز با امتداد کلی شمال شرق- جنوب غرب کلّ منطقه مورد مطالعه را قطع می‌کند و از شریعت آباد، بلو، زرتول، دیکتاش و سرند عبور کرده و به پیغمبران ختم می‌شود.

۳- راه‌هایی که به روستاهای، شریعت‌آباد، نوکه، زردکمر، نارکان ختم می‌شوند نیز دسترسی به واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه را تسهیل می‌کنند.

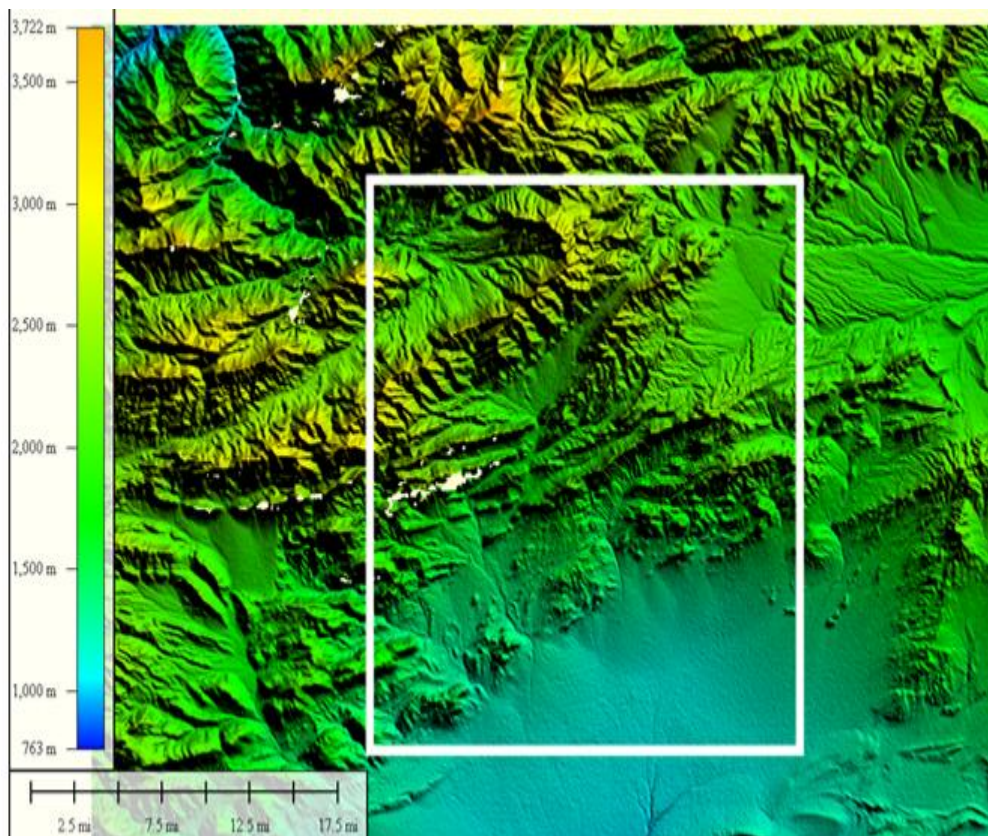
۴- جاده خط عبور لوله گاز



شکل ۱-۳- راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (تهیه شده توسط نرم‌افزار GIS و بر اساس تصاویر ماهواره‌ای Spot).

۱-۲- ژئومورفولوژی

ارتفاعات منطقه دارای روند کلی شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشد (شکل ۱-۴). رودخانه‌ها غالباً فصلی هستند و از راستای شمالی- جنوبی می‌باشند. از مهمترین آن‌ها می‌توان به کال (دره) نوکه، کال شاهوران، کال گاوک و کال درجین اشاره کرد. مناطق پست، اکثراً شامل بخش‌های گسل خورده و تخریب شده مجموعه آتشفشانی- رسوبی ائوسن، رسوبات مارنی گچی ائوسن- الیگوسن و شیل‌های ژوراسیک می‌باشند.



شکل ۱-۴- تصویر از مورفولوژی کلی منطقه مورد مطالعه (کادر سفید رنگ) و بخشی از مناطق همجوار آن که بر اساس فایل‌های توپوگرافی STRM و به کمک نرم افزار Global Mapper پردازش و تهیه شده است.

۳-۱- آب و هوا و جغرافیای انسانی

این منطقه دارای آب و هوای گرم و خشک کویری بوده و از پوشش گیاهی بسیار ضعیفی برخوردار است. در فصول رویش، تنها در دامنه‌های شمالی‌تر، گل‌ها و گیاهان وحشی متنوعی مانند اسفند، بادام کوهی، لاله وحشی و غیره می‌رویند. این ناحیه در زمستان، آب و هوای نسبتاً سرد و خشک و در تابستان، آب و هوای گرم و خشک دارد. متوسط بارندگی سالانه حدوداً ۱۲۰ میلی‌متر است، از این رو در زمره مناطق خشک و کم باران قرار می‌گیرد.

۴-۱- مطالعات قبلی

در محدوده مورد نظر، مطالعاتی به شرح زیر انجام گرفته است:

- نبوی (۱۳۶۶) ویژگی‌های متفاوت چینه‌نگاری سنگی توالی پالئوزوییک (به ویژه دونین) دو طرف گسل سمنان را بررسی کرده است. به اعتقاد وی، در بخش جنوبی رخساره‌های ایران مرکزی و در

بخش شمالی آن، رخساره‌های البرز برونزد دارند. به همین دلیل، گسل سمنان را مرز بین دو پهنه ایران مرکزی و البرز معرفی کرده است. همچنین در شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰:اسمنان (نبوی، ۱۳۶۶)، به وجود توده‌های نفوذی میکرودیوریتی در اطراف روستاهای سارو، بهرو، تیلستان و عبدالآباد اشاره نموده است.

- علوی نائینی (۱۹۷۲) با تهیه نقشه زمین‌شناسی جام و مناطق هم‌جوار، عملکرد گسل عطاری را مورد بررسی قرار داده است. ایشان با توجه به تغییرات چینه‌شناسی در دو طرف گسل، آن را جدا کننده دو پهنه ساختاری- رسوبی البرز و ایران مرکزی دانسته است.

- بربریان^۱ و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه به طول ۳۲/۵ کیلومتر می‌دانند که باعث شده تا سنگ‌های سازند کرج از سوی جنوب بر روی کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های ژئوسپار میوسن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن- پلیستوسن (در شمال) رانده شود.

- صمدی (۱۳۷۸) در پایان‌نامه خود تحت عنوان پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال شرق سمنان، براساس مطالعات ژئوشیمیایی، توده گرانیتوئیدی نوکه را حاصل ذوب سنگ‌های پوسته دانسته است.

- محسنی (۱۳۸۱) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال سمنان را مطالعه کرده است. براساس نمودارهای تحولات اکسیدهای اصلی در مقابل ضریب تفریق، سنگ‌های آتشفشانی منطقه از تفریق یک ماگمای آندزیتی دارای تقریباً ۵۵ درصد وزنی SiO_2 ، به وجود آمده‌است. از نظر نمودارهای ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها با سنگ‌های مناطق مرتبط با فرورانش شباهت دارند.

- آرین و همکاران (۱۳۸۳) سیستم گسلی شمال سمنان- سرخه و نقش آن را در تفکیک این حوضه مورد بررسی قرار داده‌اند. آن‌ها موقعیت و عملکرد گسل‌های شمال سمنان و گسل نوکه را مطالعه کرده‌اند.

1. Berberian

- غیاثوند (۱۳۸۴) و غیاثوند و همکاران (۱۳۸۳ و ۱۳۸۸) کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان را مورد بررسی قرار داده است.

بنابر مطالعات وی، توده‌های گرانیتوئیدی نوکه دارای ترکیب حدواسط تا اسیدی هستند و دارای ماهیت آلکالی پتاسیک تا سدیک و متآلومین می‌باشند. گرانیتوئیدهای مورد نظر از نوع I (سری مگنتیت) هستند.

به نظر ایشان به موازات تزریق، جایگیری و تبلور توده نفوذی، حجم زیادی سیال آهن‌دار، از راه نفوذ در سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری، باعث متاسوماتیسم قلیایی و نهشته‌شدن کانسارهای آهن شمال سمنان شده‌اند که دارای تشابه زیادی با کانسارهای آهن کلسیک هستند.

- شاه‌حسینی (۱۳۸۶) پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل کانه‌زایی سنگ‌های آذرین منطقه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی ارشد مطالعه کرده است. به نظر وی، بر اساس شواهد صحرایی و نمودارهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های گابرویی و گرانیتوئیدی منشاء یکسانی ندارند. سنگ‌های اسیدی اغلب مرتبط با ذوب پوسته هستند.

جایگاه زمین ساختاری ماگماتیسم منطقه، حوضه پشت کمانی است که در مراحل اولیه تکامل خود قرار داشته و از این رو خصوصیات ماگمای قوس و سری سنگی کالک‌آلکالن را نشان می‌دهند. علت غنی‌شدگی ماگما از عناصر ناسازگار، نرخ نسبتاً پایین ذوب بخشی در محل، متاسوماتیسم شدید گوه گوشته‌ای و آرایش ماگما در حین صعود، ذکر شده است.

- گروه ژئوفیزیک شرکت معدنی زاگرس کانسار یزد (۱۳۸۷) با مطالعات مغناطیس‌سنجی بر روی کانسار آهن شمال سمنان، بخش عمده این کانسار را دارای ترکیب مگنتیتی تعیین نموده‌اند.

- صادقیان و میرباقری (در حال انجام) نقشه ۱:۲۵۰۰۰ زمین‌شناسی منطقه نارکان شمال شرق سمنان را تهیه نموده‌اند که در مراحل پایانی تدوین است.

۱-۵- روش تحقیق و مطالعه

بازدید صحرایی و نمونه‌برداری در بهار و تابستان ۱۳۸۸ آغاز گردید و کارهای لازم برای تحقیق که در زیر آورده شده‌اند، صورت گرفته است:

- بررسی تصاویر ماهواره‌ای با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰ (Landsat, Spot, Aster, ETM) و نقشه‌های زمین‌شناسی سمنان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰.

- انجام مطالعات کتابخانه‌ای، گردآوری گزارشها و تحقیقات پیشین در رابطه با منطقه و موضوع تحقیق این پایان نامه

- نمونه‌برداری صحرایی از واحدهای سنگی به تعداد مورد نیاز و متناسب با اهداف پژوهشی مورد نظر - از رخنمون‌های سنگی، سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی مورد بررسی حدود ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت شد که از این میزان نمونه، تعداد ۱۷۰ عدد مقطع نازک، ۸ عدد مقطع صیقلی و ۷ عدد مقطع نازک- صیقلی جهت آنالیز میکروپروب تهیه شده است

- آنالیز ۱۱ نمونه به روش پراش اشعه ایکس (XRD) در آزمایشگاه Xray دانشگاه علوم پایه دامغان - آنالیز میکروپروب و تهیه تصاویر BSE در آزمایشگاه آنالیز اتمی Geller، توسط دستگاه الکترون میکروپروب JEOL-733 که به اسپکترومتری با ایجاد ۴ پراش در طول موج (dQant32 و dSspec) مجهز است، در کشور کانادا صورت گرفته است.

- استفاده از نرم‌افزارهای ArcMap(GIS), GoogleEarth, GCDkit, GlobalMapper و Thermocalc همچنین استفاده از تصاویر ماهواره‌ای ASTER, ETM, SPOT, Landsat

- جمع‌بندی نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به منظور شناخت سنگ‌های دگرگونی و ترکیب سیالات ماگمایی- گرمایی

- و در نهایت تدوین پایان‌نامه

۱-۶- اهداف

پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال سمنان در گذشته، مورد بررسی قرار گرفته‌اند، اما بر روی سنگ‌های متاسوماتیک منطقه (که اسکارن‌ها بخشی از آنها می‌باشند)، تاکنون مطالعه جامعی صورت نگرفته است. در راستای تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ منطقه توسط صادقان و میرباقری (در دست تهیه) این فرصت به وجود آمد تا در پرتو ابزارهای جدید و دستاوردهای محققین گذشته این منطقه با دیدی کامل و نو مورد بررسی قرار گیرد.

در این مطالعه اهداف زیر دنبال شده است:

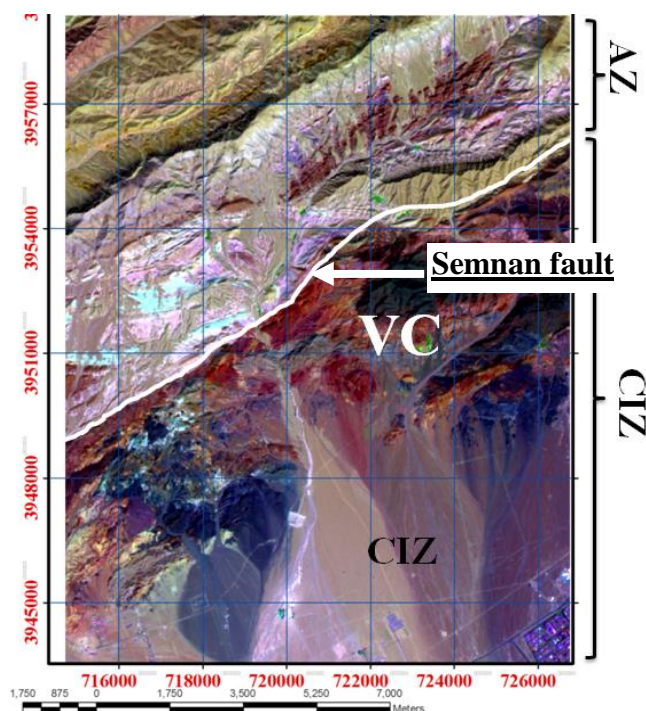
- تعیین روابط صحرائی بین واحدهای سنگی موجود در منطقه از لحاظ سنی و ساختاری
- بررسی زون‌های دگرگونی همبری در منطقه
- بررسی انواع تغییر و تحولات صورت‌گرفته، تعیین واکنش‌های در سنگ‌های دگرگونی همبری و تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی (P-T-X) اسکارن‌های مورد مطالعه بر مبنای مشاهدات صحرائی، پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای صورت گرفته بر روی کانی‌های این سنگ‌ها
- شناسایی پتانسیل‌های معدنی ناحیه شمال شرق سمنان

فصل دوم

زمین‌شناسی منطقه و مشاهدات صحرائی

۲-۱- مقدمه

زمین‌شناسی عمومی منطقه توسط علوی نائینی (۱۹۷۲) و نبوی (۱۳۶۶) جهت تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جام و سمنان مورد بررسی قرار گرفت. صمدی (۱۳۷۸)، محسنی (۱۳۸۱)، آراین و همکاران (۱۳۸۳)، غیائوند (۱۳۸۳، ۱۳۸۴ و ۱۳۸۸) و شاه‌حسینی (۱۳۸۶) از جمله محققانی بودند که واحدهای سنگی منطقه را مورد مطالعه قرار داده‌اند. محدوده مورد مطالعه، شامل رخساره‌های متنوع رسوبی، آذرآواری، آذرین و دگرگونی به سن پیش از تریاس تا کواترنری می‌باشد. تغییرات رخساره‌ای، از رخداد‌های تکتونوماگمایی و تحولات ساختاری منطقه ناشی می‌شود. تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ زمین‌شناسی نارکان توسط صادقیان و میرباقری (که کل منطقه مورد مطالعه را در بر می‌گیرد) این فرصت را به وجود آورد تا این منطقه با دیدی تازه مورد بررسی قرار گیرد. بررسی‌ها نشان می‌دهند که اگرچه در دهه اخیر مطالعاتی بر روی این منطقه صورت گرفته است ولی با اشتباهات و تناقض گویی‌های زیادی همراه بوده است. منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود. این تقسیم‌بندی در شکل ۲-۱، نشان داده شده است.



شکل ۲-۱- تصویر ماهواره‌ای و تقسیم‌بندی منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی ساختمانی. AZ: پهنه البرز، CIZ: پهنه ایران مرکزی، VC: سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی-تخریبی و آتشفشانی-رسوبی ایران مرکزی.

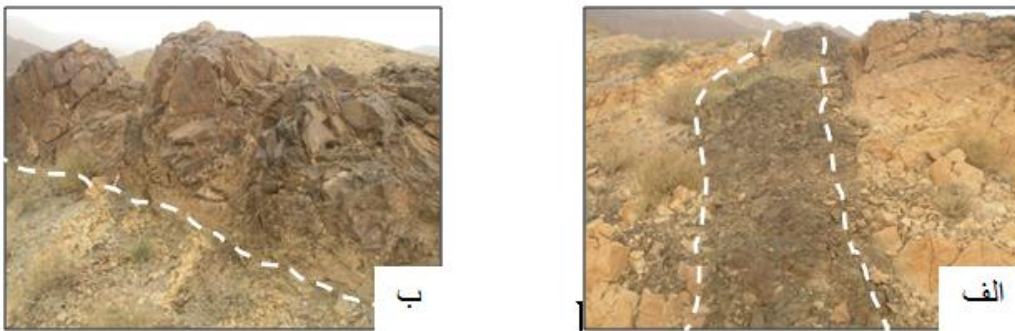
بخش شمالی منطقه به پهنه البرز تعلق دارد و ویژگی‌های چینه‌شناسی و ساختمانی بارز پهنه البرز را نشان می‌دهد. اما بخش جنوبی منطقه، بخشی از پهنه ایران مرکزی است. گسل بزرگ سمنان مرز جدا کننده این دو پهنه می‌باشد. در زیر به شرح واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه می‌پردازیم. لازم به ذکر است، واحدهای سنگی موجود در منطقه بر اساس تقسیم‌بندی صورت گرفته در نقشه ۱:۲۵۰۰۰ نارکان (صادقیان و همکاران، در حال انجام) انجام شده و تلفیقی از داده‌های منتشر شده و یافته‌های جدید است. این نقشه زمین‌شناسی و نقاط نمونه‌برداری در بخش پیوست نشان داده شده است.

۲-۲- پالئوزوئیک (پیش از تریاس^۱)

این واحد سنگی (PTR^{ml}) در جنوب روستای نارکان رخنمون دارد و سنگ‌شناسی غالب آن شامل تناوبی از مارن‌های سبز، خاکستری-کرم رنگ با میان‌لایه‌های آهکی است. سن آن پیش از تریاس است و از ویژگی‌های بارز آن به شدت چین‌خورده و به هم ریخته می‌باشد. در جنوب غرب روستای نارکان سنگ‌های آتشفشانی رسوبی آئوسن بر روی این سنگ‌ها رانده شده‌اند. واحدهای زیرین آن در منطقه رخنمون ندارند، از این رو مشخص نیست که این واحد، از قاعده با چه سنگ‌هایی در ارتباط است و چه رابطه‌ای با یکدیگر دارند. به نظر می‌رسد سن آن‌ها از تریاس (که بعد از این واحد، قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه هستند) هم قدیمی‌تر باشد. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان (نبوی، ۱۳۶۶) نیز سنی برای این واحد در نظر گرفته نشده است و به عنوان یک واحد با سن نامشخص معرفی گردیده است. امید است با مطالعات بیشتر در آینده سن دقیق‌تری برای این واحد سنگی ارائه شود. این سنگ‌های آهکی و مارن‌های همراه‌شان تا حدودی تبلور مجدد پیدا کرده‌اند و برگوارگی نسبتاً بارزی نشان می‌دهند. این واحد توسط تعدادی دایک دیوریتی-میکرودیوریتی قطع شده است. این دایک‌ها دارای رنگ سبز تا سبز تیره هستند و در برخی موارد حاشیه انجماد سریع نشان می‌دهند. دایک‌های میکرودیوریتی قطع کننده این واحد به واسطه اختلاف

1. Pre-Triassic

رنگ بارز خود با سنگ میزبان، به صورت کاملاً واضح قابل تشخیص هستند و به خاطر استحکام بیشترشان نسبت به سنگ‌های میزبان، به صورت تیغه‌ها یا دیواره‌های برجسته ظاهر شده‌اند. جابجایی‌های موضعی و تغییر ضخامت در دایک‌ها امری بسیار متداول است. با توجه به زمین‌شناسی عمومی ناحیه، سن این دایک‌ها اواخر ائوسن - اوایل الیگوسن می‌باشد. لازم به ذکر است که دایک‌ها غالباً دارای امتداد N30E تا N30W می‌باشند و در مجموع، شمالی - جنوبی هستند و شیب آن‌ها نیز از ۷۰ تا ۹۰ درجه تغییر می‌کند (شکل ۲-۲).



شکل ۲-۲- تصاویری از واحد سنگی PTR^{ml} و دایک‌های قطع کننده آن در جنوب روستای نارکان. الف- دایک دیوریتی قطع کننده سنگ‌های آهکی کرم رنگ متعلق به واحد سنگی PTR^{ml} در جنوب نارکان. ب- دایک دیوریتی قطع کننده سنگ‌های مارنی سبز رنگ متعلق به واحد سنگی PTR^{ml} در جنوب نارکان.

۳-۲- مزوزوئیک

تریاس : سازند الیکا

در منطقه مورد مطالعه، سازند الیکا به سن تریاس زیرین تا میانی، از دولومیت‌های کرم رنگی تشکیل شده است که دارای لایه‌بندی نازک تا توده‌ای می‌باشند. در برخی موارد، افق‌های چرتی نیز همراه با این دولومیت‌ها یافت می‌شوند. در شمال منطقه مورد مطالعه، کنتاکت تحتانی این سازند غالباً گسله است و معمولاً با سنگ آهک‌های فسیل‌دار متعلق به سازند قم در تماس می‌باشد. مرز فوقانی آن با واحدهای ماسه‌سنگی - کنگلومرایی (بخش قاعده‌ای سازند شمشک) در تماس می‌باشد. گسل بزرگ دیکتاش، مرز جنوبی این واحد سنگی در شمال منطقه مورد مطالعه می‌باشد. در شمال و شمال‌غرب روستای سارو، توالی رسوبی مزوزوئیک دارای وضعیت برگشته می‌باشد. در واقع سازند الیکا بر روی

سازند شمشک قرار گرفته است و توالی رسوبی حالت برگشته یا وارون نشان می‌دهد. در ضمن آثار راندگی درون سازندی، چین‌خوردگی و به هم ریختگی طبقات سنگی در این محل به وضوح دیده می‌شود.

در شمال گسل دیکتاش سنگ‌های دولومیتی سازند الیکا ضخیم‌لایه هستند و تقریباً سنگ‌شناسی یکنواختی را نشان می‌دهند. در حالیکه در شمال و شمال‌غرب روستای سارو (منتهی‌الیه شرق نقشه ۲۵۰۰۰: ۱ نارکان)، سازند الیکا دارای ضخامت بیشتری است. به طوری که می‌توان آن را به سه بخش زیر تقسیم کرد:

- ۱- واحد زیرین (TR_1^d) که از دولومیت‌های کرم‌رنگ نازک لایه و صفحه‌ای شکل تشکیل شده است.
 - ۲- واحد میانی (TR_2^d) که از دولومیت‌ها و آهک‌های دولومیتی متوسط لایه تشکیل شده است.
 - ۳- واحد بالایی (TR_3^d) که از دولومیت‌های خاکستری رنگ ضخیم لایه تشکیل یافته و در ضمن حاوی توده‌های چرتی یا میان‌لایه‌های چرتی می‌باشد.
- سنگ‌های دولومیتی شمال گسل دیکتاش به شدت گسل‌خورده هستند و اکثر سطوح آن‌ها گسلی است. در شکل ۲-۳ برشی شدن سنگ‌های دولومیتی سازند الیکا مشاهده می‌گردد.



شکل ۲-۳- نمای نزدیکی از دولومیت‌های برشی شده سازند الیکا و دیاژنز مجدد آن در شمال معدن سنگ جباری.

ژوراسیک زیرین - میانی : سازند شمشک

سازند شمشک یکی از سازندهای مهم پهنه البرز شرقی است و به واسطه دارا بودن لایه‌های زغالی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. کلیه فعالیت‌های معدنی زغال‌سنگ در پهنه البرز شرقی به این سازند معطوف است.

سازند شمشک در محدوده مورد مطالعه در دو منطقه یکی در شمال گسل دیکتاش، و دیگری در شمال و شمال‌غرب روستای سارو مشاهده می‌گردد و دارای سنّ تریاس بالایی تا ژوراسیک زیرین است.

در شمال گسل دیکتاش سازند شمشک به دو بخش، تحتانی و فوقانی تقسیم می‌شود. سنگ‌شناسی واحد تحتانی (واحد J_s^{ss}) شامل میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ ارغوانی و بندرت شیل و سیلتستون (نازک لایه) می‌باشد و حاوی فسیل‌های بلمنیت، آمونیت و خرده‌های فسیل گیاهی است. به علت قرارگیری این واحد در کنار پهنه گسلی دیکتاش، ضخامت این واحد به سمت شرق کاهش می‌یابد. به طوری که، ضخامت آن صرفاً به چند متر محدود می‌شود. در شمال روستای درجزین، گاهی اوقات سازند شمشک توسط گسل بریده می‌شود و به صورت عدسی‌های ناپیوسته در کنار بخش‌هایی از سازند قم قرار می‌گیرد (در کنار گسل دیکتاش). لازم به ذکر است که در شمال گسل دیکتاش این واحد بر روی دولومیت‌های الیکا قرار می‌گیرد ولی در شمال روستای سارو این واحد در زیر دولومیت‌های الیکا قرار می‌گیرد (چون واحدهای سنگی در این محل برگشته هستند).

در این واحد ویژگی‌های بسیار زیبایی می‌توان مشاهده کرد که برخی از آن‌ها عبارتند از: کنکرسیون‌های ماسه‌سنگی که به شکل کروی تا بیضوی می‌باشند (قطر این کنکرسیون‌ها از چند میلیمتر تا حدود یک متر متغیر هستند)، ریپل‌مارک متقارن و نامتقارن، قالب‌های وزنی، چینه‌بندی مورب، کانال‌های درون حوضه‌ای، وجود بلمنیت‌های زیاد و نسبتاً درشت (بیش از ۱۰ سانتیمتر)، آمونیت‌هایی که اندازه آن‌ها معمولاً متغیر و در حدود ۲ تا ۳۰ سانتیمتر می‌باشد، وجود آثار گیاهی و

غیره... این ویژگی‌ها معرف یک محیط کم‌عمق جزر و مدی می‌باشد که نوسانات سطح آب دریا موجب به زیر آب رفتن یک بخش و یا خروج گسترده بخش‌های دیگر شده است.



ب- تصویری از ریپل‌مارک‌های زیبا در لایه‌های ماسه‌سنگی واحد J_s^{ss} (شمال‌روستای سارو).



الف- نمای کلی بخش شیلی سازند شمشک در شمال دیکتاش (واحد J_s^{sh}).



ت- نمای نزدیکی از آمونیت موجود در بخش شیلی سازند شمشک (واحد J_s^{sh}).



پ- تصویری از حضور بلمنیت در بخش آهکی ماسه‌ای قاعده سازند شمشک (واحد J_s^{ss}).

شکل ۲-۴- تصاویری از ویژگی‌های بارز سازند شمشک، دلیچای و لار.

بر اثر عملکرد فاز سیمرین پیشین در تریاس میانی و بالائی، بخش‌هایی از ایران از جمله البرز از زیر آب خارج و آب و هوای گرم و مرطوب بر منطقه حاکم شده است و در نتیجه به توسعه و گسترش جنگل‌های انبوه در البرز و ایران مرکزی منجر شده است. به علت مدفون شدن این جنگل‌ها توسط لایه‌های شیلی - ماسه‌سنگی ژوراسیک، لایه‌های زغالدار ایران تشکیل شده‌اند.

بخش‌های بالایی سازند شمشک (J_s^{sh}) عمدتاً از شیل‌های خاکستری رنگ همراه با میان‌لایه‌های شیلی - ماسه‌سنگی تشکیل شده است و با یک افق ماسه‌سنگی به ضخامت ده‌ها متر در بخش‌های میانی آن‌ها وجود دارد. در بخش فوقانی این سازند، یک افق آهکی - ماسه‌ای یافت می‌شود. آمونیت‌های کوچک و بلمنیت به وفور در این بخش یافت می‌شوند. در محدوده مورد مطالعه، میزان

زغال رسوبات این واحد در حدّی نیست که دارای ارزش اقتصادی باشد. در بخش‌های میانی این واحد، چندین متر ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرای ارغوانی رخنمون دارد. این نوع سنگ‌های رسوبی مبین کم‌عمق شدن حوضه رسوبی می‌باشد. البته بعد از نهشته شدن این واحد، دوباره حوضه رسوبی به زیر آب فرو رفته، عمیق‌تر شده و رسوبات شیلی و یک واحد آهکی- ماسه‌ای نهشته شده‌اند. در شمال گسل دیکتاش، سازند شمشک به طور تدریجی به سازند دلیچای تبدیل می‌شود که این امر نشان دهنده شرایط کاملاً دریایی می‌باشد.

ژوراسیک میانی : سازند دلیچای

بعد از ژوراسیک‌زیرین، دریا پیشروی کرده و یک رخساره کربناته کم‌عمق برجای گذاشته است. لذا رسوبات تخریبی سازند شمشک به رسوبات دریایی کم عمق سازند دلیچای (آهک‌های مارنی، ماسه‌ای با بین لایه‌های شیلی- مارنی) تبدیل گردیده و توسط آن‌ها پوشیده شده است. سازند دلیچای در این منطقه در نقاطی مثل شرق مهدی‌شهر، شمال معدن سنگ جباری و شمال روستای دیکتاش رخنمون دارد. سنگ‌شناسی آن شامل آهک، مارن و آهک‌های مارنی کرم، قهوه‌ای و سبز رنگ با لایه‌بندی نازک تا متوسط است که دارای مقدار فراوانی آمونیت (از جنس پریسفینکتس) و در مواردی نازک لایه‌های چرتی نیز می‌باشد.

ژوراسیک بالایی : سازند لار

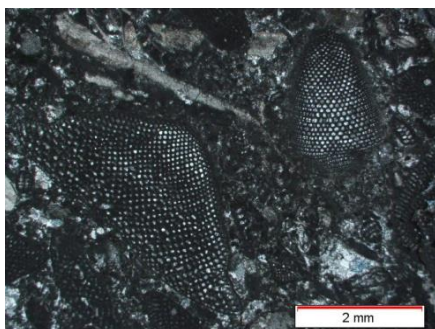
سازند لار، بخش‌های مرتفع منطقه را با روند شمال‌شرق- جنوب‌غرب به خود اختصاص می‌دهد. سنگ‌شناسی آن متشکل از آهک‌های کرم رنگ ضخیم لایه تا توده‌ای شکلی است که دارای فسیل‌های آمونیت است و بر روی سازند آهکی مارنی دلیچای قرار می‌گیرد. فسیل‌های آمونیت فراوانی از سازند لار توسط علوی نائینی (۱۳۸۸)، جمع‌آوری و شناسایی شده است.

بر اساس آمونیت‌های شناسایی شده در این مطالعه، سنّ این سازند اشکوب مالم می‌باشد.

کرتاسه : واحد K^t

رسوبات کرتاسه در منطقه از ضخامت و گسترش زیادی برخوردارند و در حوالی روستاهای نوکه، نارکان، بستانه، چشمه پشتنک و در شمال جاده گاز رخنمون دارند. پیشروی مجدد دریا از بارمین (کرتاسه زیرین) شروع شده و آهک‌های ضخیم لایه که نشانه پیشروی دریا در کرتاسه زیرین است را برجای گذاشته است. به دلیل عملکرد فاز لارامید، رسوبات بخش انتهایی کرتاسه (مائستریستین) در منطقه دیده نمی‌شوند.

لیتولوژی این رسوبات در بخش‌های قاعده‌ای شامل تناوب مارن‌های سبز و آهک‌های خاکستری رنگ با لایه‌بندی متوسط، همراه با فراوانی فسیل‌های اربیتولین (شکل ۲-۵)، میلیولید، کونولینا و بقایای مرجان و دوکفه‌ای و در بخش‌های بالایی، آهک ماسه‌ای، کنگلومرا و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ می‌باشد.



ب



الف

شکل ۲-۵- تصاویری از ویژگی‌های بارز سنگ‌های کرتاسه. الف- تصویری از حضور بارز و جالب توجه اربیتولین‌ها در سنگ‌های آهکی خاکستری رنگ اربیتولین‌دار کرتاسه. ب- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده وجود اربیتولین در سنگ‌های بیومیکرایتی کرتاسه (در PPL).

این ماسه سنگ‌ها در نزدیک روستای نوکه که نزدیک توده نفوذی است، متحمل دگرگونی همبری شده و به رنگ‌های سبز تا کرم تغییر رنگ داده‌اند. چندین رخنمون پراکنده آهکی نیز وجود دارد که بر روی چندین متر ماسه سنگ و میکروکنگلومرای قرمز پلی‌ژنیک (چند منشائی) قرار گرفته‌اند. این ماسه سنگ‌ها فاقد آثار فسیلی هستند، ولی از آنجایی که سنگ‌های آهکی کرتاسه بر روی آن‌ها قرار می‌گیرند و رخساره‌های مشابهی از آن‌ها در سایر مناطق نیز مشاهده شده است، آن‌ها نیز به کرتاسه

تعلق دارند. در مسیر جاده پیغمبران حوالی چشمه پشتنک نیز، رسوبات کرتاسه به صورت تناوبی از شیل‌های خاکستری تیره و مدادی شکل همراه با آهک‌های دولومیتی رخنمون دارند.

۲-۴- سنوزوئیک

پالئوشن: سازند فجن Pg^f

سازند فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که عموماً سنگ‌های قدیمیتر را با دگرشیبی زاویه‌دار می‌پوشاند. از نگاه سنگ‌شناسی، این سازند ضخامت متغییری از کنگلومرای پلی‌ژنیک، ماسه سنگ و مارن ماسه‌ای سرخ رنگ را شامل می‌شود.



ب



الف

شکل ۲-۶- تصاویری از ویژگی‌های سازند فجن در منطقه مورد مطالعه. الف- دورنمای کنگلومرای فجن که با رنگ قرمز مشخص می‌شود (جنوب دره گاوک). ارتفاعاتی که در تصویر دیده می‌شوند، سنگ‌های آهکی سازند لار هستند که بر روی کنگلومرای فجن رانده شده‌اند. ب- تصویری از میان‌لایه‌های ماسه سنگی و میکروکنگلومرای سازند فجن که به صورت صخره ساز ظاهر شده‌اند. بخش‌های فروافتاده دارای ترکیب گل‌سنگ یا سیلتستون قرمز رنگ می‌باشند.

در محدوده مورد مطالعه سازند فجن با ضخامت و گسترش نسبتاً زیاد وجود دارد. این سازند در شمال شرق مهدیشهر و در امتداد دره کلاته شاه‌محمد تا گاوک رخنمون دارد. کنگلومرای آن از نوع پلی‌ژنیک، گل‌پشتیبان و به رنگ قرمز است و قطعاتی تخریبی نشأت گرفته از سازندهای قدیمی‌تر از پالئوسن (از جمله آهک‌های دلیچای و لار) را شامل می‌شود. اغلب این رسوبات به رنگ قرمز هستند و معرف آنست که رسوبگذاری در یک محیط قاره‌ای صورت گرفته است.

لایه‌های سنگی تشکیل دهنده این سازند غالباً دارای شیب نسبتاً زیاد تا نزدیک به قائم هستند. بخش کنگلومرای و ماسه سنگی به علت دارا بودن استحکام بیشتر و مقاوم بودن در مقابل فرسایش، عمدتاً

برجسته و صخره‌ساز هستند. در مقابل گل‌سنگ‌ها و سیلتستون‌ها فرسایش‌پذیرتر هستند و مناطق فروافتاده و پست را تشکیل می‌دهند. ماسه‌سنگ‌ها دارای ساخت‌های رسوبی مثل چینه‌بندی مورب، دانه‌بندی تدریجی و قالب‌های وزنی می‌باشند. مرزهای این سازند با سنگ‌های همبر آن گسلی است. این سازند در سمت جنوب با یک کنتاکت گسلی در کنار سنگ‌های آهکی سازند لار و از سمت شمال با کنتاکت گسلی در مجاورت سازند دلیچای قرار گرفته است.

اٲوسن: معادل سازند کرج

در دوره اٲوسن یک حوضه کششی درون قاره‌ای کم عمق در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی یا جنوب پهنه البرز بوجود آمده است. علاوه بر رسوبگذاری رسوباتی مثل شیل، مارن و آهک نومولیت‌دار، فعالیت‌های آتشفشانی غالباً زیر آبی نیز در آن صورت گرفته است و در اٲوسن پایانی مورد هجوم توده های نفوذی قرار گرفته است. از آنجایی که این سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی با سنّ مشابه در شمال ایران به ویژه پهنه البرز، به عنوان سازند کرج شناخته می‌شوند می‌توان این واحد را معادل سازند کرج در نظر گرفت.

واحد E^K

در منطقه شمال- شمال شرق سمنان و در محدوده مورد مطالعه، سنگ‌های دارای طیف سنی اٲوسن به صورت سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی- تخریبی، آتشفشانی- رسوبی و رسوبی (رسوبی- تخریبی) یافت می‌شوند. سنگ‌های آتشفشانی که به صورت گدازه‌های ضخیم‌لایه یا گدازه‌های بین لایه‌ای رخنمون دارند، غالباً دارای ترکیب بازالتی، آندزی‌بازالتی و آندزیتی می‌باشند. در ابتدای جاده نوکه (سمت غرب - جنوب جاده معدن آهن و در امتداد جاده گاز به سمت شرق) گدازه‌های دارای ترکیبات ذکر شده رخنمون دارند. در برخی نقاط ضخامت گدازه‌ها به بیش از ۱۰۰ متر می‌رسد.



ب- نمای نزدیکی از تناوب لایه‌های توفی شیلی و توفی ماسه‌سنگی خاکستری رنگ در شمال جاده گاز (جنوب شرق در جزین).



الف- تصویری از تناوب لایه‌های توفی شیلی و توفی ماسه‌سنگی سبز- خاکستری در شمال جاده گاز (جنوب شرق در جزین).



ت- دورنمایی از گدازه‌های آندزیت بازالتی شمال معدن خاک صنعتی در جزین.



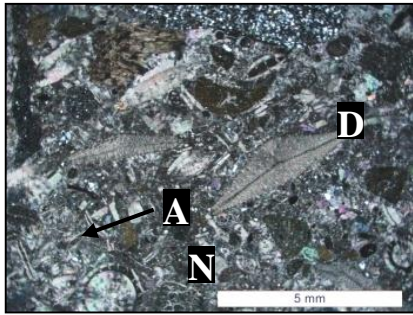
پ- تصویری از آهک نومولیت‌دار ائوسن در مجاورت آندزیت‌های بازالتی شمال معدن خاک صنعتی در جزین.

شکل ۲-۷- تصاویری از ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و میان‌لایه‌های آهکی همراهشان.

ولی از آنجائی که اغلب این گدازه‌ها در یک محیط رسوبی کم عمق تا نیمه‌عمیق فوران کرده‌اند، سنگ‌های بازالتی- آندزیتی با محصولات آذرآواری‌شان که ناشی از برخورد گدازه با آب و انفجار و تخریب آن می‌باشد، همراه هستند. سنگ‌های آذرآواری به صورت آگلومرا، پپریت، لیتیک توف و کریستال لیتیک توف مشاهده می‌شوند. در سطح گدازه‌ها آثار سردشدگی شدید و ایجاد حالت شیشه ای مشاهده می‌شود. در برخی نقاط نیز، گدازه‌های بازالتی دارای حجم زیادی گاز بوده‌اند که خروج آن‌ها به تشکیل حفرات زیادی در گدازه‌ها منجر شده است. اندازه این حفرات از کمتر از ۱ میلیمتر تا حدود ۳۰ سانتیمتر متغیر است. حفرات مذکور توسط کوارتز، کلسیت، کلریت و ژئولیت پر شده‌اند. در برخی از این حفرات اندازه بلورهای کلسیت به ۲ سانتیمتر هم رسیده است و ساخت ژئودی زیبایی به وجود آورده است. در بخش‌هایی که سنگ‌ها دارای حفرات زیادتری هستند، میزان تخریب‌شدگی و

فرسایش بازالت‌ها و آندزی- بازالت‌ها بیشتر است. در نتیجه این سنگ‌ها دارای مورفولوژی هموارتر و رنگ متمایل به سبز- خاکستری می‌باشند. این امر به علت حضور گسترده کلریت و به مقدار کمتر اپیدوت می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر دارای ساخت و بافت پورفیری، میکرولیتی، بادامکی، هیالوفیری و هیالوپورفیری می‌باشند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در نمونه‌دستی به وضوح مشاهده می‌شوند ولی سایر فنوکریست‌ها نظیر اوژیت و اکسی هورنبلند صرفاً در مقاطع نازک مشاهده می‌گردند.

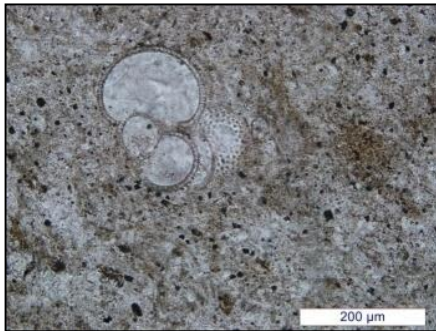
ویژگی‌های بارز سنگ‌های آتشفشانی- تخریبی آهکی که به صورت میان‌لایه در بین گدازه‌ها یافت می‌شوند عبارتند از: لایه‌بندی، لایه‌بندی مورب، دانه‌بندی تدریجی، زیرلایه‌بندی، زاویه‌دار بودن قطعات، گردشگی کم تا متوسط، جورشدگی بد، تنوع ترکیبی زیاد، حضور کانی‌های حاصل از دگرسانی نظیر کلریت و کلسیت. پتروگرافی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها دارای میکروفسیل‌های زیر هستند: نومولیت، دیسکوسیکلین، آسلینا، آلئولین، میلولید. این مجموعه فسیلی معرّف محیط نسبتاً کم عمق و دامنه سنی ائوسن‌میانی- فوقانی می‌باشند (مجموعه فسیلی این سنگ‌ها توسط دکتر عزیزالله طاهری مطالعه شده است). علاوه بر میان‌لایه‌های آهکی فسیل‌دار، گهگاه رسوبات ماسه سنگی- میکروگنگلومرای فسیل‌دار در منطقه مورد مطالعه یافت می‌شوند. این فسیل‌ها شامل نومولیت، میلولید، آلئولین همراه با ماکروفسیل‌هایی از نوع استرا، پکتن و گاستروپودا می‌باشد. اندازه برخی از استراها به بیش از ۱۰ سانتیمتر می‌رسد. همچنین در شمال شرق نوکه در بین مجموعه آتشفشانی رسوبی، ماکروفسیل از نوع خارپوست یافت شده است که از نوع اکینولامپا می‌باشد (شکل ۲-۸-الف).



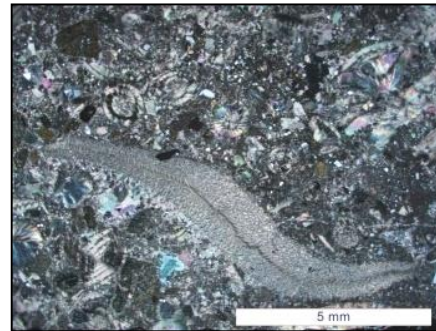
ب- تصویری از حضور نومولیت (N)، دیسکوسیکلین (A)، آسلینا (A)، میلیولید و خرده‌های فسیلی در سنگ‌های آهکی ائوسن.



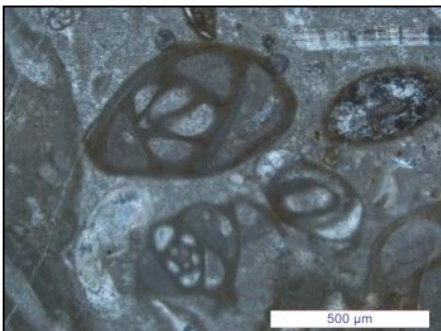
الف- تصویری از حضور اکینولامپا از گروه خارپوستان در بین مجموعه سنگ‌های آتشفشانی تخریبی ائوسن، محل برداشت نمونه واقع در شمال شرق نوکه.



ت- تصویری از حضور گلوبوژینوئیدس در سنگ‌های آهکی ائوسن.



پ- تصویری از حضور دیسکوسیکلین در سنگ‌های آهکی ائوسن.



ج- تصویری از حضور چشمگیر میلیولید در سنگ‌های آهکی ائوسن.



ث- تصویری از حضور روتالیا در سنگ‌های آهکی ائوسن.

شکل ۲-۸- تصاویری از فسیل‌های یافت شده در بین لایه‌های آهکی موجود در سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن.

در واحد E^k حجم سنگ‌های آتشفشانی در مقایسه با سایر واحدهای سنگی ائوسن بسیار زیادتر است. همچنین این واحد دارای مورفولوژی خشن‌تر، تیره‌تر و تنوع ترکیبی زیادتر است. این واحد سنگی توسط توده‌های آذرین با طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت قطع شده است و متعاقب جایگزینی این توده ها، در آن اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و دگرسانی گرمابی از نوع آرژیلیتی رخ داده است که در نقشه شمین‌شناسی منطقه و مباحث مربوطه، به تفصیل در مورد آن‌ها بحث شده است.

واحد E_K^{tsh}

این واحد شامل رسوبات توفی سیلتستونی سفید رنگ نازک لایه می‌باشد و به واسطه رنگ سفید خود و دانه‌ریز بودن، از سنگ‌های مجاور خود تفکیک می‌شوند. این رسوبات فاقد فسیل هستند ولی به واسطه قرارگیری در درون محدوده رخنمون E_K ، در واقع زیرمجموعه‌ای از واحد E_K می‌باشد.

واحد E_K^{mt}

در شمال گسل بزرگ سمنان، توالی نسبتاً ضخیمی از رسوبات آتشفشانی- رسوبی و رسوبی رخنمون دارند و با دارا بودن میکروفسیل‌های نومولیتی، به ائوسن تعلق دارند. با توجه به ماهیت کلی این رسوبات و نیز حضور لایه‌های توفیتی سبز رنگ به وضوح پیداست که این رسوبات ادامه توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن می‌باشند. منتهی در مقایسه با واحدهای سنگی جنوب گسل سمنان فاقد گدازه هستند. لذا آن‌ها را می‌توان متعلق به زمانی محسوب کرد که فعالیت انفجاری- تخریبی آتشفشان‌های زیر دریایی ائوسن در شمال ایران مرکزی تقریباً خاتمه یافته است و خاکسترها و یا قطعات تخریبی ریزدانه سنگ‌های آتشفشانی به حوضه‌های رسوبی راه یافته‌اند.



ب- نمای نزدیک از لایه‌های توف سبز رنگ واحد



الف- نمای نزدیکی از سنگ‌های توفی سیلتستونی

سفید رنگ واحد E_K^{tsh} واقع در شمال شرق نوکه. E_K^{mt} واقع در شمال گسل سمنان.

شکل ۲-۹- تصاویری از واحدهای توفی منطقه (E_K^{mt} , E_K^{tsh}).

در شرقی‌ترین بخش نقشه زمین‌شناسی نارکان (صادقیان و همکاران، در حال انجام)، این واحد توسط کنگلومرای تقریباً سیاه رنگ پوشیده می‌شود. این کنگلومرا از قطعات تخریبی نشأت گرفته از واحدهای سنگی ائوسن تشکیل شده است و طیف متنوعی از سنگ‌های آذرین بیرونی (آندزیت،

بازالت، آندزی بازالت)، درونی (گابرو/ دیوریت)، رسوبی (آهک‌ها و ماسه‌سنگ‌های کرتاسه)، آهک‌های سازنده‌های لار و دلیچای در این کنگلومرا دیده می‌شود. ارتباط این کنگلومراها با سنگ‌های زیرین خود به صورت تدریجی است و در بخش‌های تحتانی خود دارای نومولیت‌های نسبتاً درشتی می‌باشد از این رو سنّ ائوسن فوقانی برای آن معقول و منطقی است. همچنین بخش‌های وسیعی از این واحد سنگی توسط مخروط افکنه‌های قدیمی که عمده قطعات سازنده آن‌ها سنگ‌های آهکی لار و دلیچای هستند پوشیده می‌شود. در شمال معدن آهن زرتول، بخشی از این سازند توسط رسوبات مارنی گچ‌دار ائوسن- الیگوسن به صورت دگرشیب پوشیده می‌شود.

واحد E_K^{sl}

این واحد لایه‌های آهکی و آهکی ماسه‌ای نازک تا متوسط لایه و دارای رنگ کرم، کرم مایل به سفید تا خاکستری را شامل می‌شود. ندول‌های سیلیسی، یا افق‌های چرتی- سیلیسی از ویژگی‌های بارز این واحد می‌باشد که گهگاه در اثر تنش‌های تحمیل شده بر آن، شکل بودیناژی به خود گرفته است. این لایه‌های سنگی غالباً فاقد فسیل هستند.

ترکیب سنگی این واحد معرف عمیقتر شدن عمق حوضه رسوبی، در طی یک دوره زمانی نسبتاً کوتاه می‌باشد. این واحد سنگی در بسیاری از نقاط دارای شیب بسیار زیادی است و در ضمن به شدت چین خورده می‌باشد. این لایه‌های سنگی غالباً در بخش‌های مرتفع‌تر یافت می‌شوند و همانند کلاهی بر روی واحد E_K^{mt} قرار می‌گیرند. در برخی نقاط (به ویژه در مرز شمالی آن)، توسط کنگلومرای پلی ژنیک قرمز رنگ قاعده سازند قرمز تحتانی پوشیده می‌شود.

واحد E^c

در غرب نقشه زمین‌شناسی و تقریباً در اواسط جاده درجزین- معدن سنگ لاشه جباری یا کارخانه سیمان رویال، یک توالی کنگلومرای و ماسه سنگی نسبتاً ضخیم و تیره رنگ رخنمون دارد. لایه‌های کنگلومرای و ماسه سنگی دارای شیب و امتداد میانگین $N45E/50NW$ می‌باشند و بر روی واحد E_K^{sl} قرار گرفته‌اند. تصاویری از این واحد در شکل ۲-۱۰ نشان داده شده است. رنگ تیره این واحد،

از صفات شاخص آن محسوب می‌شود و در واقع وجه تمایز این واحد با واحدهایی همچون کنگلومرای قرمز قاعده سازند قم، کنگلومرای کرم تا خاکستری رنگ سازند قرمز بالایی، ماسه سنگ و کنگلومرای صورتی تا ارغوانی کرتاسه می‌باشد. رنگ تقریباً تیره متمایل به سیاه آن به واسطه حضور چشمگیر قطعات سنگی تیره رنگی می‌باشد که از آن جمله می‌توان به بازالت، آندزیت، گابرو، دیوریت، توفیت‌های ارغوانی و سنگ‌های آذرآواری اشاره کرد.



ب- تصویری از حضور نومولیت‌های درشت (در حد ۱ تا ۱/۵ سانتیمتر) در قاعده واحد کنگلومرای E^c .



الف- تصویری از تناوب کنگلومرا و ماسه سنگ در واحد کنگلومرای E^c .



ت- قطعه سنگ گابرویی موجود در کنگلومرای E^c که حاصل تخریب سنگ‌های نفوذی می‌باشد.



پ- تصویری از حضور چرت‌های قرمز رنگ در واحد E^c که حاصل تخریب سنگ‌های آتشفشانی رسوبی می‌باشد.

شکل ۲-۱۰- تصاویری از ویژگی‌های بارز واحد کنگلومرای E^c .

واحد E_K^{sl} بتدریج به واحد E^c تبدیل می‌گردد. در ضمن واحد سنگی E^c توسط لایه‌های گچی و مارن‌های گچ‌دار سبز، کرم و خاکستری روشن متعلق به ائوسن- الیگوسن پوشیده می‌شود. در غرب محدوده مورد مطالعه و خارج از گستره نقشه نارکان، در جنوب کوه گچی (شمال غرب سمنان) و در حول و حوش کلاته درویش، این واحد سنگی از گسترش بیشتری برخوردار است. در مناطق یاد شده،

این واحد کنگلومرایبی - ماسه سنگی توسط واحدهایی پوشیده می‌شود که خود دارای نومولیت می‌باشند. بنابراین، سن این واحد در حدود اواخر ائوسن می‌باشد.

این واحد کنگلومرایبی - ماسه سنگی با توجه به تنوع ترکیب سنگ‌شناسی و جایگاه چینه‌شناسی آن، از اهمیت بسیار زیادی برخوردار است. زیرا می‌توان بسیاری از ابهامات موجود درباره زمان نفوذ توده‌های گابرو- دیوریتی و گرانیتی- گرانودیوریتی را به واسطه آن برطرف کرد. با توجه به نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمندان ضخامت این واحد تا حدود ۵۰۰ متر تخمین زده می‌شود (در کوه چناران).

گچ‌دار و گچ وجود دارد که می‌توان آن‌ها را به چهار بخش تقسیم کرد:

۱- واحد گچی و مارن گچ‌دار (EO^{gm})

۲- واحد مارنی گچ‌دار (EO^{mg})

۳- واحد ماسه سنگی - کنگلومرایبی (EO^{c-s})

۴- واحد گچی (ژپس و انیدریت EO^g)

این سنگ‌ها بیشتر در بخش میانی و غربی منطقه رخنمون دارند و محدوده وسیعی را به خود اختصاص می‌دهند. ارتباط این واحدها با یکدیگر غالباً به صورت بین‌انگشتی و تدریجی است. با توجه به ماهیت سنگ‌های سازنده این واحدها و رسوب‌گذاری آن‌ها در محیط‌های رسوبی کم‌عمق تا مردابی، فسیل در آن‌ها یافت نمی‌شود.

واحد گچی و مارن گچ‌دار (EO^{gm})

این واحد بر روی رسوبات کنگلومرایبی ائوسن فوقانی (E^c) قرار گرفته است. این واحد دارای رنگ کرم تا کرم مایل به سفید می‌باشد و بتدریج به سمت بالا بر مقدار گچ آن افزوده می‌شود.

واحد مارنی گچ‌دار (EO^{mg})

ویژگی‌های این واحد با واحد EO^{gm} بسیار شبیه است منتهی در این واحد مقدار مارن بیشتر است و ارتباط آن با واحدهای EO^g و EO^{gm} به صورت بین‌انگشتی است. واحد مارنی گچ‌دار (EO^{mg}) در غرب کارخانه سیمان رویال رخنمون دارد.

واحد گچی (EO^g)

این واحد دارای ضخامت بسیار زیادی گچ (انیدریت) است، به طوری که ضخامت آن از چند متر تا حدود ۵۰۰ متر متغیر است. مقادیر کمی مارن همراه این واحد گچی یافت می‌شود. گچ‌های سازنده این واحد دارای کیفیت خوبی است و می‌تواند دارای ارزش اقتصادی باشد. در سمت غرب محدوده مورد مطالعه تعداد زیادی کوره قدیمی پخت گچ یا بقایای آن‌ها و آثار معدنکاری در محدوده رخنمون این واحد مشاهده می‌شود. این امر بیانگر آنست که این واحد از دیرباز مورد توجه بوده و از گچ‌های آن به عنوان مصالح ساختمانی استفاده می‌شده است.

در غرب جاده سمنان - مهدیشهر یک کارخانه گچ وجود دارد که از گچ‌های استخراج شده از همین واحد استفاده می‌کند. این واحد به واسطه داشتن مقدار زیادی گچ از لحاظ اقتصادی با ارزش می‌باشد و می‌تواند مورد توجه قرار گیرد. از آنجایی که بخشی از این واحد در محدوده کارخانه سیمان روبال قرار می‌گیرد، می‌تواند به عنوان تأمین کننده گچ مورد نیاز برای ساخت سیمان مورد استفاده قرار گیرد.

مارن گچ‌دار EO^{gm} و واحد گچی EO^g دارای ارتباط بین انگشتی با یکدیگر می‌باشند، از این رو در بین واحدهای مارنی واحدهای کم ضخامتی از گچ نیز یافت می‌شود و برعکس در بین رسوبات گچی نیز میانلایه‌های مارنی رخنمون دارند. بندرت لایه‌های آهکی فسیل‌دار در درون این واحدها یافت می‌شود. در غرب نقشه زمین‌شناسی نارکان و خارج از محدوده مورد مطالعه (شمال غرب سمنان) همراه واحدهای مارنی و گچی مذکور، بین لایه‌هایی از آهک نومولیت‌دار یافت شده است (نبوی ۱۳۶۶، شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان). از طرف دیگر این واحد توسط رسوبات کنگلومرایی قرمز رنگ معادل سازند قرمز زیرین پوشیده شده است، لذا سن این واحدها در محدوده مرزی ائوسن - الیگوسن می‌باشد.

۲-۴-۱- ماگماتیسزم نفوذی ائوسن فوقانی

حضور توده‌های نفوذی با طیف ترکیبی گابرو تا گرانیت رخنمون یافته در زون گسلی مابین گسل‌های عطاری (در جنوب) و گسل سمنان (در شمال) به خوبی معرف ایجاد یک محیط کششی و جایگیری توده‌های نفوذی در درون آن می‌باشند. این توده‌ها به صورت دایک، سیل و آپوفیز در یک راستای تقریباً شرقی- غربی به درون سنگ‌های ائوسن و قدیمی‌تر از ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌هایی با طیف ترکیبی مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت، بخش‌های تفریق‌یافته و آرایش یافته ماگمای نفوذی در این زون هستند. نزدیکی آن‌ها به توده‌های نفوذی دیوریتی، ارتباط نزدیک آن‌ها با توده‌های بازیک را مشخص می‌کند. همچنین همراه با نفوذ و جایگیری آن‌ها متاسوماتیسزم و اسکارن‌زایی گسترده‌ای رخ داده است.

گابروها و دیوریت‌ها (gd)

گابروها و دیوریت‌ها در جنوب‌غرب نقشه نارکان رخنمون دارند. آن‌ها به صورت استوک یا آپوفیز در بین سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی تخریبی- رسوبی ائوسن میانی نفوذ کرده و در درون آن‌ها جایگزین شده‌اند. وسعت آن‌ها در مجموع حدود ۲ تا ۳ کیلومتر مربع می‌باشد. در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز و پیروکسن رنگ این سنگ‌ها به خاکستری یا سبز تیره تغییر پیدا کرده است و رخساره مالگاشیتی نشان می‌دهند.

رخنمون‌هایی از آن‌ها به صورت دایک مشاهده شده است. در منطقه مورد مطالعه دایک‌ها در محدوده گسترده‌تری رخنمون دارند و طیف متنوعی از ترکیبات سنگی را قطع می‌کند که عبارتند از:

- ۱- سنگ‌های آهکی مارنی شدیداً چین‌خورده و دگرشکل شده قدیمی‌تر از تریاس واقع در جنوب روستای نارکان، ۲- سنگ‌های آهکی، مارنی و ماسه سنگی کرتاسه زیرین تا کرتاسه بالایی (جنوب غرب نارکان، شمال نارکان، شمال‌غرب معدن باریت شریعت آباد، شرق نوکه)، ۳- سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن.



الف- تصویری از گابرو/دیوریت جایگزین شده در درون ب- کنتاکت بین سنگ‌های گابرو/دیوریتی در غرب سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (منطقه زردکمر) معدن آهن زرتول.



پ- تصویری از نفوذ و جایگزینی توده‌های گابرو/دیوریتی در درون واحد E_K^{sl} (در امتداد جاده سمنان-مهدیشهر قبل از درج‌زین).

شکل ۲-۱۱- تصاویری از توده‌های بازیک رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه.

در امتداد جاده سمنان- مهدیشهر و جاده سمنان- دامغان، رخنمون‌های متعددی از این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در مشاهدات صحرایی حتی ترکیبات سینیتی نیز در ارتباط با این سنگ‌ها مشاهده شده است (در حد مقیاس متری). حضور سینیت در طیف ترکیبی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در آن‌ها تفریق ماگمایی گسترده‌ای صورت گرفته است.

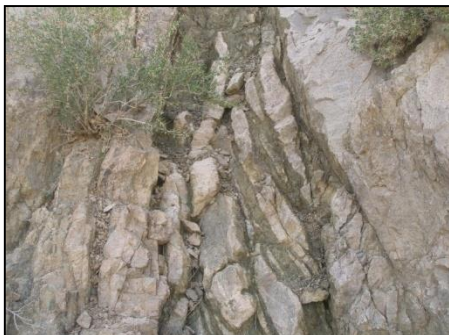
گرانودیوریت‌ها (grd) و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها (Afg)

این سنگ‌ها به شکل آپوفیزهایی هستند که همه آن‌ها به صورت یک توده بزرگ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ نارکان (صادقیان و همکاران، در حال انجام) نشان داده شده‌اند. گسترش این توده‌های نفوذی از شرق روستای نوکه تا جنوب معدن آهن زرتول می‌باشد. سنگ‌های گرانودیوریتی بیشتر در اطراف روستای نوکه رخنمون دارند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در واقع بخش‌های تفریق یافته سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی می‌باشند و در حاشیه غربی جاده سمنان- پیغمبران (روبروی

معدن آهن شمال سمنان) رخنمون دارند. وسعت رخنمون آن‌ها کم است و در حدود یک کیلومتر مربع می‌باشد.



الف- دورنمایی از توده گرانیتوئیدی نوکه (دید به سمت شرق).
ب- نمای نزدیکی از توده گرانودیوریتی در نوکه.



پ- توده آلكالی فلدسپار گرانیتی واقع در جنوب شرق معدن آهن زرتول.
ت- توده آلكالی فلدسپار گرانیتی که برشی شده است.

شکل ۲-۱۲- تصاویری از توده‌های آذرین فلسیک رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه.

حضور درزه و شکستگی فراوان و نفوذ سیالات موجب کلریت‌زایی فراوانی درون این سنگ‌ها شده است. در برخی نقاط درون اسکارن در آن‌ها تشکیل شده است و در برخی نقاط نیز بشدت برشی شده‌اند (غرب کال شاهوران) و تاکیلیت کاذب در آن‌ها ایجاد شده است.

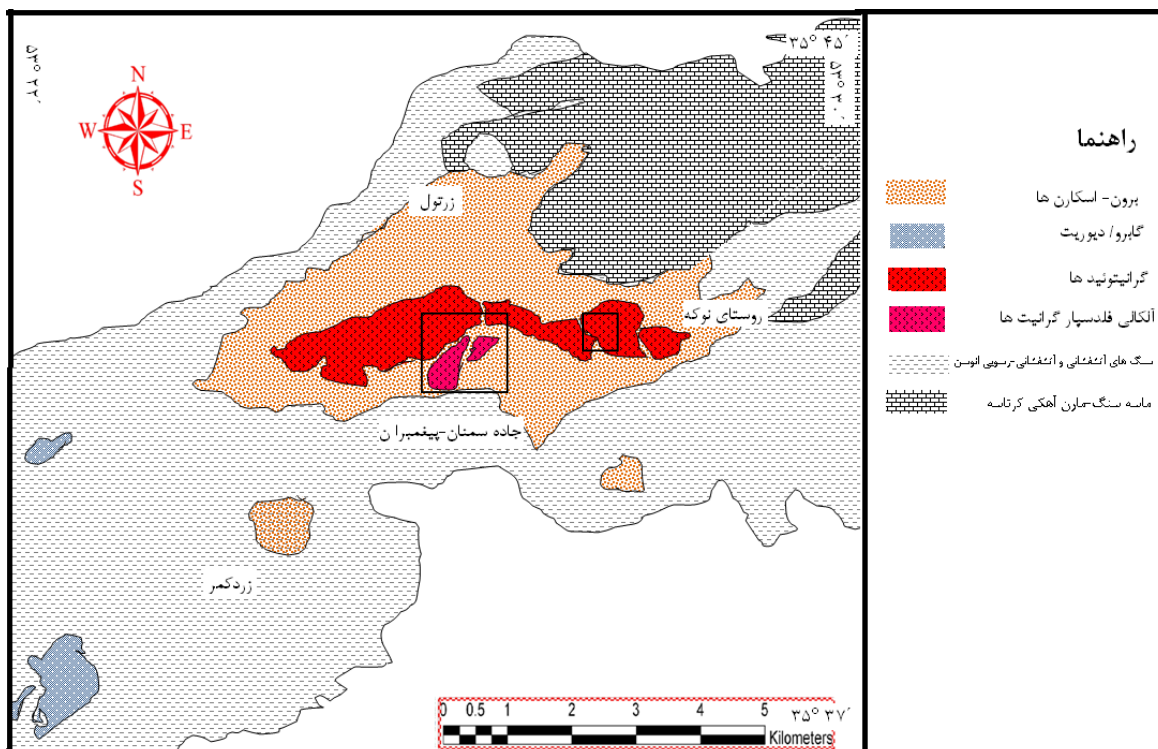
۲-۴-۲- دگرگونی همبری

به دنبال جایگزینی توده‌های آذرین بازیک و فلسیک در بین توالی آتشفشانی ائوسن، دگرگونی همبری گسترده‌ای صورت گرفته است که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ نارکان با SK مشخص می‌شوند. با توجه به ماهیت سنگ‌های میزبان و ترکیبات توده‌های نفوذی می‌توان فرایند متاسوماتیسم و تشکیل اسکارن را که از اهداف این پایان نامه است شرح داد. مطالعه این سنگ‌ها به نمونه‌برداری‌های

سیستماتیک و مشاهدات صحرایی دقیقی نیازمند است. اسکارنزایی زیر مجموعه‌ای از فرایند متاسوماتیسم می‌باشد که در منطقه مورد مطالعه به فراوانی حضور دارد. لنتز^۱ (۱۹۹۸)، اسکارن‌ها را کمپلکس‌هایی از کانی‌های گانگ کالک‌سیلیکاتی می‌داند که به همراه پارائزنزهایشان بر اثر دگرگونی همبری و متاسوماتیسم در مرحله پنوماتولیک یک توده نفوذی (دارای هر نوع ترکیبی) در سنگ میزبان غنی از کربنات ایجاد می‌شوند. بنابراین در طی فرایند متاسوماتیسم بین سنگ‌های میزبان و توده نفوذی علاوه بر دما، حجم زیادی سیال حاوی عناصر فلزی و غیر فلزی می‌توانند مبادله شوند. در برخی موارد فلزات موجود در سیال از لحاظ اقتصادی قابل توجه می‌باشند. بر اساس بررسی‌های اولیه صحرایی در منطقه مورد مطالعه، برخی از اسکارن‌های حاوی فلزات ارزشمند به ویژه آهن، حاوی مقدار قابل توجهی مگنتیت، هماتیت و مقدار کمی پیریت و کالکوپیریت هستند. فراوانی مقدار مگنتیت و هماتیت به قدری زیاد است که به تشکیل اندیس‌های دارای ارزش اقتصادی منجر شده است (نظیر معدن آهن شمال سمنان و معدن آهن زرتول، این معادن در حاضر غیرفعال یا نیمه فعال می‌باشند). میزان ذخیره احتمالی محاسبه شده برای این معادن تا سال ۱۳۸۸، ۵۶۰ هزار تن بوده است. در ضمن مقدار زیادی کانه‌زایی آهن در منطقه وجود دارد که به علت داشتن حجم کم در مطالعات قبلی نادیده گرفته شده است. این نوع کانه‌زایی در حد فاصل روستای نوکه تا معدن آهن شمال سمنان مشاهده می‌شود. در منطقه مورد مطالعه کانه‌زایی باریت نیز صورت گرفته است که به طور موضعی دارای ارزش اقتصادی هستند.

در اسکارن‌های مورد مطالعه، متناسب با ترکیب سیالات مشتق شده، نوع و بافت سنگ میزبان و شرایط دگرگونی، مجموعه‌های حاوی پارائزنزهای کانیایی بسیار جالب توجه در منطقه تشکیل شده‌اند. دو نوع برون اسکارن و درون اسکارن در منطقه مورد مطالعه وجود دارند. برون اسکارن‌ها بخش عمده اسکارن‌های مورد مطالعه را به خود اختصاص می‌دهند (بیش از ۹۰ درصد) و درون اسکارن‌ها به اطراف توده‌های نفوذی فلسیک محدود می‌شوند (شکل ۲-۱۳).

1. Lentz



شکل ۲-۱۳- نقشه زمین شناسی تهیه شده از اسکارن‌های شمال شرق سمنان
 (مناطق مشخص شده در مربع درون اسکارن‌های مشاهده شده هستند، مربع کوچک:
 گارنت-مگنتیت اسکارن و مربع بزرگ: اسکاپولیت اسکارن و گارنت-مگنتیت اسکارن).

حجم برون اسکارن‌های تشکیل شده در منطقه مورد مطالعه از مسائل و دلایلی تبعیت می‌کند که عبارتند از:

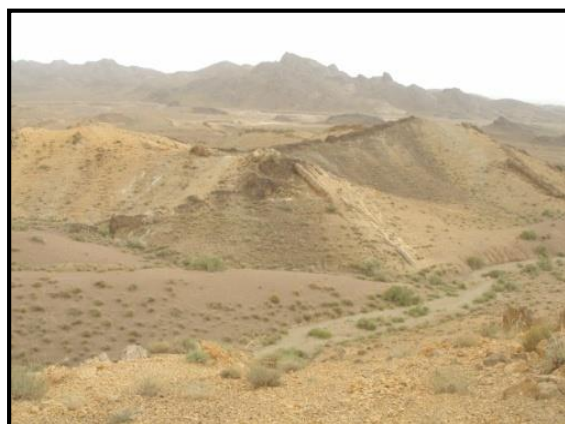
- (۱) توزیع سنگ‌های آذرین درونی یا گوناگونی رخنمون آن‌ها در منطقه
- (۲) سنگ‌های میزبان با ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی مناسب
- (۳) حجم سیالات مشتق شده از توده‌های نفوذی
- (۴) کلیه ساخت‌های ریز مقیاس و بزرگ مقیاسی که به سیالات مشتق شده از توده نفوذی اجازه عبور و جایگزینی می‌دهند.

با توجه به وسعت برون اسکارن‌ها و دگرسانی‌های ناشی از نفوذ دایک‌ها و آپوفیزها، به نظر می‌رسد حجم و گسترش توده‌های نفوذی در اعماق، بسیار بیشتر از آن مقداری است که در سطح رخنمون

دارند. نمونه‌برداری‌های زیادی از مناطق درون اسکارن‌ها و برون اسکارن‌ها انجام گرفته است که در نقشه زمین‌شناسی موجود در پیوست ارائه شده است.

۲-۴-۱- دگرگونی همبری در مارن‌ها و آهک‌های قبل از تریاس

در جنوب و در منتهی‌الیه شرق روستای نارکان، تناوبی از مارن‌های سبز، خاکستری-کرم رنگ و میان‌لایه‌های آهکی رخنمون دارند، این سنگ‌ها شدیداً چین‌خورده و به هم ریخته‌اند. احتمالاً سن این سنگ‌ها قدیمی‌تر از تریاس است. البته سن دقیق آن‌ها هنوز به درستی معلوم نشده است. نفوذ دایک‌های دیوریتی به درون واحدهای قبل از تریاس، دگرگونی همبری کم‌وسعتی را در اطراف دایک‌ها به وجود آورده است که به صورت سخت‌شدگی و تغییر رنگ تجلی یافته است ولی تغییرات کانی‌شناسی چندان بارزی را به همراه نداشته است.



شکل ۲-۱۴- دایک‌های دیوریتی قطع‌کننده PTR^{ml} در جنوب نارکان. در این تصویر دایک‌ها بصورت خطواره‌های تقریباً تیره‌رنگ مشخص می‌شوند.

۲-۴-۲- دگرگونی همبری در مارن‌های کرتاسه

نفوذ دایک‌های دیوریتی به درون سنگ‌های شیلی کرتاسه، به دگرگون‌شدن آن‌ها منجر شده است. در حاشیه دایک‌ها و در یک باریکه کم‌ضخامتی (۱۰ تا ۲۰ سانتیمتر) پدیده دگرگونی به صورت تغییر رنگ سنگ از خاکستری به خاکستری تیره تا سیاه، و مستحکم شدن سنگ میزبان تجلی پیدا کرده است. مشابه این فرایند در شمال شرق معلمان و (جنوب منطقه مورد مطالعه) در مقیاسی گسترده‌تر

صورت گرفته است و در برخی موارد تا حد تشکیل اسکارن‌های گروسولار-وزوویانیت‌دار پیش رفته است (خواجه‌زاده، ۱۳۸۸).

۲-۴-۳- دگرگونی همبری در ماسه‌سنگ‌های آهکی تا آهک‌های ماسه‌ای کرتاسه

ماسه‌سنگ‌های آهکی تا آهک‌های ماسه‌ای (واحد K^{sl}) در شمال روستای نوکه و در امتداد آبراهه بزرگ نوکه رخنمون دارند. این سنگ‌ها تحت تأثیر نفوذ دایک‌های دیوریتی و توده‌های نفوذی گرانودیوریتی قرار گرفته و اسکارن‌زایی محدودی در آن‌ها صورت گرفته است.

۲-۵-۱-۴- دگرگونی همبری در ماسه‌سنگ، سیلتستون و کنگلومرای کرتاسه

این واحد (K^{ss}) که شامل تناوبی از ماسه‌سنگ، سیلتستون، میکروکنگلومرا و کنگلومرا است، توسط تعداد زیادی دایک میکرودیوریتی (یا آندزیتی) قطع گردیده است. در مجاورت دایک‌های با ضخامت بیشتر، دگرگونی همبری به شکل تغییر رنگ ماسه‌سنگ‌ها از قرمز به سبز تجلی پیدا کرده است. تغییر رنگ از قرمز به سبز معرف احیاء شدن اکسیدهای آهن موجود در زمینه سنگ می‌باشد. در برخی از ماسه‌سنگ‌ها که دارای خمیره آهکی بوده‌اند، بلورهای ریز گارنت و اپیدوت تشکیل شده است. کانه‌زایی موضعی از باریت و در ارتباط با جایگزینی دایک‌های میکرودیوریتی در ماسه سنگ‌های این واحد به صورت رگه‌ای و رگچه‌ای مشاهده می‌شود.



ب



الف

شکل ۲-۱۵- تصاویری از قطع شدن واحد ماسه‌سنگی کرتاسه توسط دایک‌های دیوریتی و پیامدهای جایگزینی آن‌ها در شمال روستای نارکان. الف- تصویری از قطع شدگی واحد K^{ss} توسط یک دایک میکرودیوریتی. ب- تصویری از قطع شدگی واحد K^{ss} توسط یک دایک میکرودیوریتی (یا آندزیتی) که با تغییر رنگ بارز واحد ماسه سنگی از قرمز به سبز کم رنگ همراه بوده است.

۲-۴-۲-۴- دگرگونی همبری در سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی

گدازه‌های آتشفشانی، آتشفشانی- تخریبی و آتشفشانی- رسوبی و نیز توده‌های آذرین درونی یا نیمه عمیق از جمله سنگ‌هایی هستند که تحت تأثیر متاسوماتیسم قرار گرفته‌اند. شواهد بارزی از متاسوماتیسم در این سنگ‌ها وجود دارند که اسکارن‌زایی گسترده در حد فاصل روستای نوکه تا معادن آهن زرتول و شمال سمنان، تشکیل رگه‌های باریت، تشکیل اندیس‌های مهم و قابل توجه اکسیدهای آهن (مگنتیت و هماتیت)، دگرسانی گرمابی آرژیلیتی گسترده و ... نمونه‌هایی از آن هاست. بخش عظیمی از کانه‌زایی‌ها در سنگ‌های ائوسن میانی- فوقانی قرار دارند. کانه‌زایی آهن به عنوان بخشی از فرایند متاسوماتیسم در این منطقه به وجود آمده است. تشکیل گسترده کانی‌های گارنت (آندرادیت- گروسولار)، پیروکسن و اسکاپولیت نشان دهنده اسکارن‌زایی گسترده‌ای هستند.



شکل ۲-۱۶- توده گرانیتی و اسکارن‌زایی اطراف آن واقع در شمال شرق کال شاهوران.

همان طور که در بخش‌های قبلی اشاره شد، اسکارن‌های شمال سمنان دارای ۲ زون درون اسکارن و برون اسکارن هستند. اسکاپولیت در درون اسکارن‌های منطقه و در اطراف توده‌های آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها و همچنین در سنگ میزبان توفی یافت می‌شود. بلورهای اسکاپولیت درشت هستند و در برخی موارد اندازه آن‌ها به ۲ تا ۴ سانتیمتر نیز می‌رسد (شکل ۲-۱۸). در درون اسکارن‌های آهن وجود رگه‌های فراوان اسکاپولیت، متداول هستند (Meinert, 1992).



شکل ۲-۱۸- بلورهای درشت و کشیده اسکاپولیت واقع در حاشیه سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی.



شکل ۲-۱۷- تصاویری از رگه‌های کلسیتی و سیلیسی قطع کننده آلکالی فلدسپار گرانیتی و سنگ‌های میزبان آن‌ها (شمال شرق کال شاهوران و در غرب جاده سمنان پیغمبران).

علاوه بر مجموعه کانی‌های نامبرده، از مناطق نمونه‌برداری شده می‌توان جدول کانیایی ارائه داد. در بخش زمین‌شناسی اقتصادی به انواع کانه‌های یافت شده در این مناطق بررسی شده می‌پردازیم.

جدول ۲-۱- خصوصیات سنگ شناسی اسکارن‌های مناطق مختلف.

نام منطقه	سنگ میزبان	نوع توده‌های نفوذی	نوع کانه سازی	نام اسکارن	مجموعه کانیایی	توضیحات
اسکارن نوکه	توفهای کربناته	گرانودیوریت	مگنتیت و باریت	گارت اسکارن	گارت+ کلسیت + کوارتز گارت+ کلسیت. پیروکسن+گارت+اکسید آهن + کلسیت.	بر اثر نفوذ سیالات غنی از آهن در شکستگی‌های سنگ میزبان (توفیت) به وجود آمده است.
اسکارن جاده سمنان- پیغمبران	توفهای کربناته	آلکالی فلدسپار گرانیت	مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت	گارت- پیروکسن اسکارن	اسکاپولیت+پیروکسن+گارت +کلریت + کوارتز+ کلسیت.	بر اثر نفوذ سیالات غنی از مواد فرار در شکستگی های سنگ آذرین به وجود آمده است.
	توفهای کربناته	آلکالی فلدسپار گرانیت	مگنتیت	گارت- اپیدوت اسکارن	گارت+ پیروکسن + اپیدوت کلسیت.	بر اثر نفوذ سیالات غنی از آهن در شکستگی‌های سنگ آذرین به وجود آمده است.
اسکارن معدن آهن زرتول	توفهای کربناته	گابرودیوریت	مگنتیت، هماتیت و باریت	گارت- مگنتیت اسکارن	گارت+ مگنتیت + هماتیت.	بر اثر نفوذ سیالات غنی از آهن در گسل‌های سنگ‌های توفیتی به وجود آمده است.
اسکارن معدن آهن شمال سمنان	سنگ‌های آذرآورای، بازالت	گابرودیوریت	مگنتیت، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت	مگنتیت اسکارن	مگنتیت+هماتیت +پیریت+ کالکوپیریت+(مالاکیت+ گوتیت+ کلریت). گارت + کلسیت.	بر اثر نفوذ سیالات غنی از آهن در گسل‌های سنگ‌های آتشفشانی رسوبی به وجود آمده است.

در ادامه به شرح واحدهای جوانتر از ائوسن می‌پردازیم:

الیگوسن پایانی - میوسن: سازند قرمز تحتانی (M^c واحد)

این واحد از رسوبات کنگلومرای، ماسه‌سنگی و سیلتستونی قرمز رنگ تشکیل شده است، با این وجود کنگلومرا سازنده غالب آن می‌باشد. این کنگلومرا از نوع چندزادی است و دارای جورشدگی ضعیف و گردشگی بد می‌باشد. قطعات سازنده این کنگلومرا غالباً توفهای سبز، قطعات تخریبی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی- فوقانی، قطعات آهکی و ماسه سنگ‌های قرمز رنگ کرتاسه و قطعات سنگی عمدتاً آهکی نشأت گرفته از سازندهای قدیمی‌تر نظیر لار و دلیچای می‌باشند. رنگ کلی این سنگ‌ها به علت داشتن خمیره رسی یا سیلتی صورتی- ارغوانی، صورتی- ارغوانی تا قرمز است که بیانگر نشأت گرفتن اجزاء سازنده آن‌ها از یک محیط قاره‌ای می‌باشد. این واحد به صورت ناپیوستگی هم‌شیب و در برخی نقاط نیز به صورت دگرشیب بر روی رسوبات مارنی، مارنی گچ‌دار و گچ‌های ائوسن- الیگوسن قرار گرفته است و توسط سنگ‌های رسوبی سازند قم به سن آکی‌تاین- بوردیگالین پوشیده می‌شود. لذا سن این واحد الیگوسن پایانی- میوسن می‌باشد.

سازند قم

این سازند دارای ساختار تاق‌دیس- ناودیس است. سازند قم تناوبی از آهک، آهک مارنی، مارن، مارن آهکی، گچ و مارن‌های گچ‌دار را شامل می‌شود. در برخی از لایه‌های آهکی و آهکی مارنی، مقادیر زیادی ماکروفسیل و میکروفسیل یافت می‌شود. با توجه به فسیل‌های سازند قم، سن این سازند شاتین تا بوردیگالین می‌باشد که معادل الیگومیوسن اواخر الیگوسن- اوایل میوسن می‌باشد.

در منطقه مورد مطالعه سازند قم از قاعده به صورت ناپیوسته بر روی ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز زیرین قرار می‌گیرد و در مرز بالایی بتدریج به یک واحد ماسه‌سنگی- کنگلومرای ختم می‌شود. واحد کنگلومرای- ماسه‌سنگی معادل سازند قرمز فوقانی، سازند قم را می‌پوشاند. البته به علت این که مجموعه سازندهای الیکا، شمشک، دلیچای و لار بر روی سازند قم رانده شده‌اند، لذا در بسیاری نقاط

سازند قرمز فوقانی حذف شده است و یا ضخامت بسیار کمی دارد. در شمال معدن سنگ لاشه جباری ضخامت این واحد به ۳۰ تا ۵۰ متر می‌رسد و به سمت غرب بتدریج محو می‌شود. در شمال روستای شاهوران سازند قم توسط توالی نسبتاً ضخیمی از کنگلومرای کرم- خاکستری رنگ متعلق به سازند قرمز فوقانی پوشیده شده است و در امتداد گسل بزرگ دیکتاش، ضخامت و گسترش سازند قم از شرق به غرب کاهش می‌یابد. سازند قم در شرق زرتول دارای یک ساختار ناودیسی است. در شمال معدن سنگ لاشه جباری سازند قم دارای ساختار تاقدیسی است و به صورت تاقی شکل ظاهر شده است. شیب کلی طبقات در این قسمت حدود ۵۰ تا ۶۰ درجه به سمت شمال- شمال غرب می‌باشد.

در منطقه زرتول، سازند قم شامل واحدهای سنگی زیر است:

۱- مارن سبز خاکستری (M^{ml-1})

۲- آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه و پرفسیل (M^l)

۳- مارن و میان لایه‌های گچی (M^{mlg})

۴- سنگ‌های آهکی (M^{ml})

در مجموع سازند قم معرف پیشروی دریا و عمیق شدن حوضه در اواخر دوره الیگوسن و اوایل دوره میوسن است که توانسته پهنه‌وسیی از ایران مرکزی را فراگیرد. سپس در اواخر بوردیگالین دوباره دریا شروع به پسروی کرده و رسوبات مارنی، مارن‌های گچ‌دار و گچ نهشته شده است. سپس به تدریج سازند آهکی- مارنی قم به یک توالی کنگلومرای معادل سازند قرمز فوقانی تبدیل گردیده است و در اواخر میوسن کلاً این منطقه از آب خارج گردیده است و از آن زمان به بعد تاکنون در منطقه مورد مطالعه، صرفاً رسوبات مخروط افکنه‌ای بر جای گذاشته شده‌اند.

سازند قرمز بالایی (MP^c)

این واحد در شمال شرق نقشه نارکان و در شمال روستاهای بلو، شاهوران و بستان آباد قرار دارد که توالی نسبتاً ضخیمی از کنگلومرا، میکروکنگلومرا و ماسه‌سنگ با رنگ غالب کرم یا سفید مایل به کرم می‌باشد. با توجه به موقعیت چینه‌شناسی این توالی کنگلومرای- ماسه‌سنگی، توالی مورد نظر به عنوان سازند قرمز بالایی در نظر گرفته می‌شود. سنّ این سازند میوسن بالایی تا پلیوسن زیرین می‌باشد. در ضمن، در نقشه جام این سازند به طور هم شیب و با مرز تدریجی بر روی سازند قم قرار می‌گیرد (علوی نائینی، شرح نقشه ۱:۱۰۰۰۰ جام).

در محدوده مورد مطالعه قطعات تخریبی حاصل از فرسایش واحدهای سنگی قدیمی‌تر نظیر ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ و آهک‌های کرتاسه، سنگ‌های آهکی لار و دلیچای و قطعاتی از واحدهای سنگی آذرآواری نظیر توف‌های سبز رنگ و خرده‌های سنگ‌های آهکی نومولیت‌دار ائوسن و قطعات تخریبی مشتق شده از تخریب سازند قم، بخش اعظم سازندگان این واحد سنگی می‌باشند.

کواترنری

پس از سازند قم با دامنه سنّی میوسن زیرین (۲۸ تا ۱۵ میلیون سال) منطقه مورد مطالعه دچار بالا آمدگی شده و به شدت تحت فرسایش قرار گرفته است. بارزترین نمود آن سازند قرمز فوقانی (به سنّ میوسن میانی تا فوقانی) می‌باشد که از ضخامت قابل توجهی کنگلومرا تشکیل شده است. اگرچه در منطقه مورد مطالعه مرز تبدیل سازند قم به قرمز فوقانی تدریجی است ولی در برخی مناطق نیز این مرز منقطع می‌باشد.

۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی

همان طور که در ابتدای فصل دوم گفته شد منطقه مورد مطالعه در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی و در مجاورت بخش جنوبی پهنه البرز قرار دارد، لذا تحولات ساختاری این منطقه متأثر از فرایندهایی است که این دو پهنه را تحت تأثیر قرار داده است. لیکن با توجه به موضوع پایان‌نامه، بحث درباره زمین‌شناسی ساختمانی منطقه متعلق به ایران مرکزی در ادامه شرح داده می‌شود.

در این بخش توالی سنگ‌هایی از پالئوزوئیک تا سنوزوئیک رخنمون دارد. سنگ‌های آهکی- مارنی به شدت چین خورده، واقع در جنوب نارکان که با توجه به مشاهدات صحرایی دارای سن پیش از تریاس می‌باشند، مجموعه سنگی پالئوزوئیک محسوب می‌شوند. این سنگ‌ها به شدت چین خورده‌اند و چین‌های کوچک و بزرگی در آن‌ها ایجاد شده است که اندازه برخی از آن‌ها به کمتر از یک متر نیز می‌رسد. چین‌خوردگی شدید سنگ‌های آهکی در این توالی، معرف آن است که شدت دگرشکلی بسیار زیاد می‌باشد.



شکل ۳-۲۰- تصویری از چین‌خوردگی بارز در آهک‌های واحد سنگی متعلق به پیش از تریاس (واقع در جنوب نارکان).



شکل ۲-۱۹- تصویری از راندگی آهک‌های کرتاسه بر روی ماسه سنگ‌های قرمز کرتاسه که نفوذ دایک‌ها نیز در این واحد ماسه‌سنگی مشاهده می‌شود (واقع در روستای نارکان).

مجموعه سنگی مزوزوئیک از آهک‌ها و دولومیت‌های سازند الیکا، شیل و ماسه سنگ‌های سازند شمشک و آهک‌ها، مارن‌ها، ماسه سنگ‌ها و میکروکنگلومرای کرتاسه (که بخشی از آن به عنوان سازند تیزکوه شناخته می‌شود) تشکیل شده‌اند. بخشی از این مجموعه سنگی در حد فاصل چشمه پشتنک تا شمال سارو و شمال نوکه به صورت لایه‌های برگشته ظاهر شده‌اند. به طوری که سنگ‌های قدیمی‌تر به روی سنگ‌های جوان‌تر قرار گرفته‌اند (از جمله قرارگیری دولومیت‌های الیکا به روی شیل و ماسه سنگ‌های سازند شمشک به سن ژوراسیک زیرین تا میانی). با وجود برگشته بودن طبقات ساختار تاقی شکل (آنتی‌فرم) در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در ضمن بخشی از این مجموعه در شمال نوکه، دارای ساختار ناودیسی است و از مارن‌ها، آهک‌ها و ماسه سنگ‌ها قرمز کرتاسه تشکیل شده است. در مجموعه آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی نیز ساختار تاق شکل و ناو شکل مشاهده

می‌شود. منتهی به علت درهم‌ریختگی طبقات نظم خیلی مشخص در این ساختارها مشاهده نمی‌شود. در سنگ‌های سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی شمال گسل سمنان که تقریباً فاقد گدازه می‌باشند و به صورت توف‌های سبز، توف‌های کرم‌رنگ، آهک‌های ماسه‌ای و کنگلومرا رخنمون دارند، چین‌خوردگی شدیدی مشاهده می‌شود. چین‌ها دارای مقیاس چند دسیمتری، چند متری تا مقیاس چند صد متری می‌باشند. به طوری که در تصاویر ماهواره‌ای تعدادی از این چین‌ها قابل ردیابی هستند (شکل ۲-۲۱).



ب



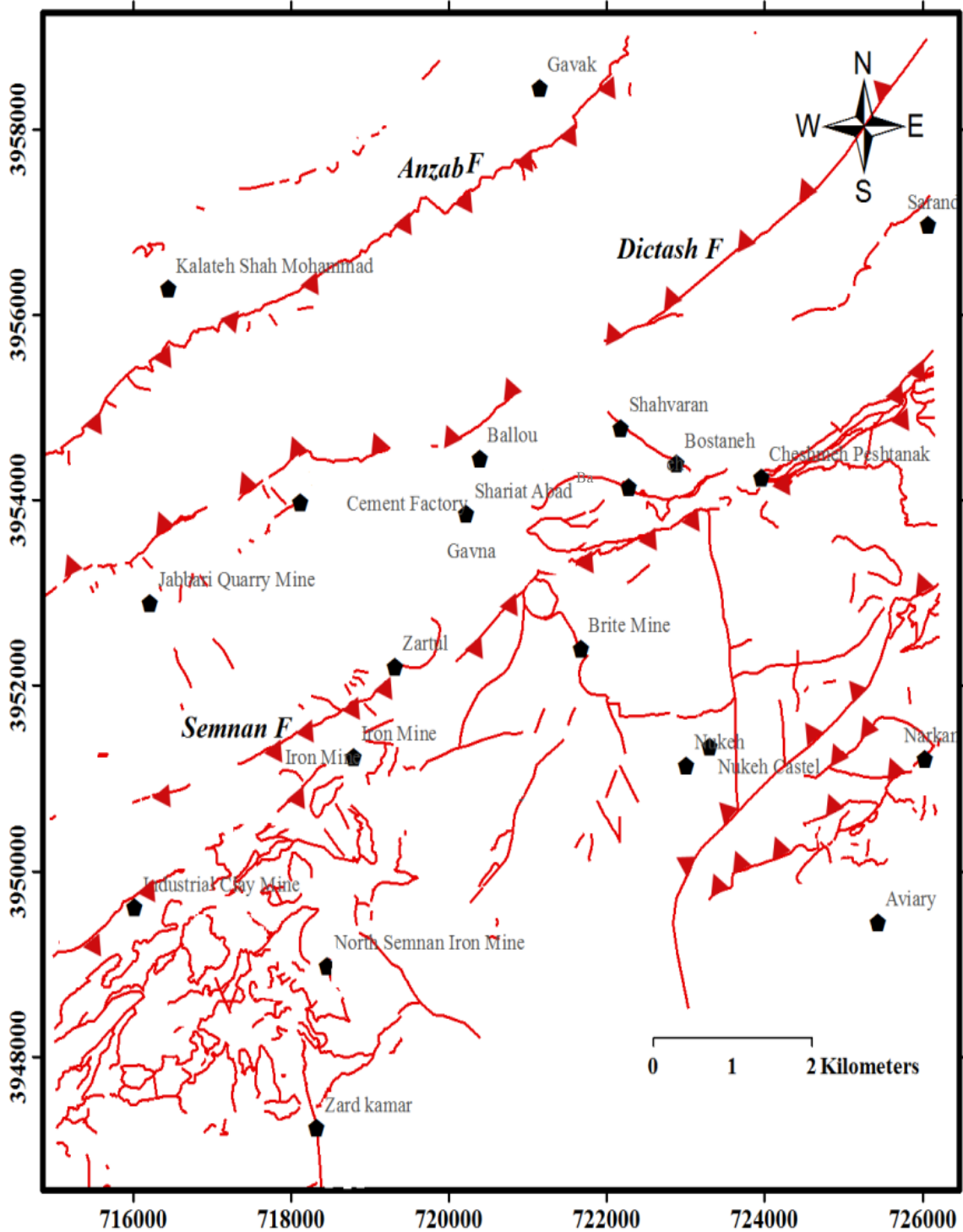
الف

شکل ۲-۲۱- تصاویری از چین‌خوردگی در واحدهای سنگی ائوسن. الف- تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده بخشی از گسترش و چین‌خوردگی بزرگ مقیاس واحد E_K^{sl} در جنوب روستاهای بلو و شریعت آباد. ب- تصویری از چین‌خوردگی توالی آتشفشانی- رسوبی واحد E_K^{mt} .

با توجه به قرارگیری این واحدهای سنگی در مرز بین دو پهنه ایران مرکزی و البرز، امری طبیعی است که فعالیت‌های تکتونیکی در این منطقه شدید باشد. علاوه بر چین‌خوردگی، راندگی و ایجاد گسل‌های معکوس با شیب زیاد، از پدیده‌های دیگری است که در منطقه مورد مطالعه مشاهده می‌شوند.

گسل سمنان با روند کلی شمال‌شرق- جنوب‌غرب، یکی از بزرگترین گسل‌های موجود در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۲-۲۲). با توجه به مشاهدات صحرائی و رخنمون ترسیم شده در زیر نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سمنان، این گسل دارای شیب بسیار زیاد (حدود ۸۰ درجه) و به سمت سمنان است. در حد فاصل بین گسل‌های عطاری و گسل سمنان تعداد زیادی توده‌های نفوذی با ترکیب گابرو تا گرانیت رخنمون دارند که به نظر می‌رسد، جایگزینی آن‌ها مرتبط با زون‌های کششی است که در اثر عملکرد گسل‌ها به وجود آمده‌اند. برشی‌شدن سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی، آتشفشانی، آلکالی

فلدسپار گرانیتهی که به افزایش شدت اسکارن‌زایی، متاسوماتیسم و کانه‌زایی منجر شده است، نیز از پیامدهای دیگر عملکرد این گسل‌ها می‌باشد.



شکل ۲-۲۲- نقشه پراکندگی گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه.

دگرسانی گرمایی آرژیلیتی وسیع صورت گرفته، از جلوه‌های بارز دیگری از فعالیت‌های ساختاری منطقه است. در واقع گسل خوردگی شدید منطقه باعث شده تا سیالات ماگمایی-گرمایی آسان‌تر به ترازهای بالاتر راه پیدا کرده و سنگ‌های واقع در مسیر خود را دگرسان کنند. گرچه به تجربه ثابت شده است که این نوع دگرسانی متأثر از وجود گسل‌ها و زون‌های خرد شده می‌باشد، ولی وجود مرزهای بسیار بارز یا ناگهانی بین سنگ‌های دگرسان نشده و دگرسان شده (شکل ۲-۲۸) نیز این موضوع را تأیید می‌کند. گسل خوردگی‌ها و ایجاد شکستگی تا مقیاس میکروسکوپی قابل تعقیب هستند و می‌توان به راحتی استنباط کرد که این فرایندها در طی چند مرحله صورت گرفته‌اند.

گسل‌هایی که با زون‌های دگرسانی گرمایی یا محیط‌های کانه‌زایی در ارتباط می‌باشند غالباً گسل‌های نرمال (عادی) یا سیستم‌های درزه‌ای مزدوج می‌باشند. دسته دیگری از گسل‌ها که باید به آن‌ها توجه کرد، گسل‌های نوع راندگی هستند. یکی از این نوع گسل‌های بارز، راندگی‌ها در سنگ‌های آهکی و ماسه‌سنگ‌های قرمز کرتاسه شمال روستای نوکه می‌باشند که بر روی سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن رانده شده‌اند. امتداد و شیب آن‌ها برابر N52E/42NW می‌باشد.

دسته دوم مربوط به راندگی سنگ‌های آهکی اوربیتولین‌دار کرتاسه می‌باشد. آثار گسل خوردگی در اکثر سطوح سنگی آن مشاهده می‌شود. با توجه به مشاهدات صحرائی، سنگ‌های کرتاسه بر روی سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی رانده شده‌اند.

دسته سوم، راندگی‌های شمال سارو تا چشمه پشتنک هستند. در این مناطق، وارونگی لایه‌ها آثار و راندگی لایه‌ها به ویژه در سنگ‌های آهکی-دولومیتی الیکا، به وضوح مشخص می‌باشند.

۲-۶- زمین‌شناسی اقتصادی

منطقه شمال سمنان به واسطه فعالیت‌های پلوتونیک و ولکانیک نسبتاً وسیع، از نظر کانه‌زایی تنوع و زیبایی خاصی دارد. اسکارن و کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه ارتباط تنگاتنگی با یکدیگر دارند. سیالات غنی از آهن که طی فرایند تفریق از توده‌های نفوذی جدا گشته‌اند، به صورت اسکارن و در بعضی موارد به طور پراکنده فضاهای خالی موجود در سطح گسل‌ها را پر کرده‌اند. به عنوان مثال شکل ۲-۲۴ نشان می‌دهد که محیط‌های برشی اهمیت زیادی در تجمع بیشتر مواد معدنی در منطقه داشته است. به طوری که حرکات تکتونیک به علاوه حرکت و صعود ماگما و سیالات ماگمایی، توانسته باعث شکستگی و برشی شدن گردد. ورود سیالات ماگمایی به درون سنگ‌های میزبان آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی به دگرسانی آرژیلیتی گسترده در آن‌ها منجر شده است.

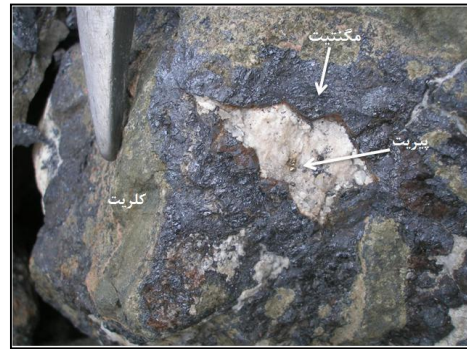
موقعیت اندیس‌های آهن، باریت، خاک صنعتی و ژئپس در نقشه موجود در پیوست نشان داده شده است. آهن که به طور عمده مگنتیت می‌باشد در جنوب نوکه و جاده پیغمبران- نوکه به صورت اندیس مشاهده شده است و به صورت معدن در مناطق زردکمر و زرتول مورد بهره‌برداری قرار گرفته است. باریت در چند نقطه از منطقه مورد مطالعه نظیر غرب و شمال غرب نوکه، جنوب شرق شریعت آباد (که به صورت معدن باریت استخراج شده است)، شرق معدن آهن زرتول و در معدن خاک صنعتی سمنان یافت می‌شود. معادن دیگری از جمله ژئپس و انیدریت (متعلق به واحدهای رسوبی- تبخیری)، خاک صنعتی و سنگ نما نیز در منطقه وجود دارند. در ادامه به توصیف این معادن و اندیس‌های مورد نظر می‌پردازیم.

کانسار آهن شمال سمنان

این کانسار در منطقه زردکمر و نزدیک به توده گابرو/ دیوریتی واقع شده است. کانه‌های اصلی تشکیل‌دهنده این کانسار، مگنتیت و هماتیت است که مقدار کمی کالکوپیریت و پیریت نیز همراه آن‌ها یافت می‌شوند. فضای باقی‌مانده در برخی درز و شکاف‌ها توسط کلسیت‌های دانه درشت پر شده است.



ب- تصویری از اجتماع مگنتیت و کلسیت که در فضای باز ایجاد شده در سنگ‌های توفی کلریتی شده، تبلور یافته است.



الف- تصویری از مگنتیت‌هایی که در فضاهای باز ایجاد شده در سنگ‌های آندزیتی متبلور گردیده‌اند. در مراحل پایانی کلسیت و پیریت تشکیل گردیده است.



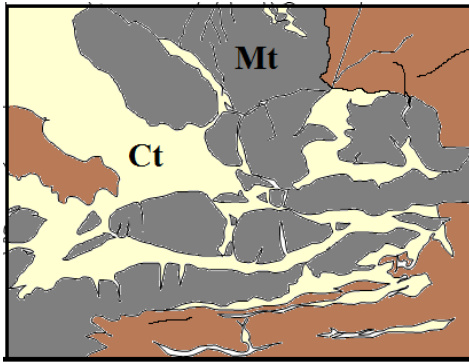
ت- حضور رگه‌های ژپیس در سنگ میزبان توفی-کربناتی.



پ- تصویری از مگنتیت به صورت رگچه‌ای در سنگ میزبان آندزیتی.

شکل ۲-۲۳- تصاویری از پدیده‌های مرتبط با کانه‌زایی در معدن آهن شمال سمنان.

در زون‌های گسلی، کانسار به شدت خرد شده و فضاهای باز ایجاد شده در آن توسط کلسیت پر شده‌اند. در برخی نقاط که کانسار تحت‌تأثیر سیالات جوی قرار گرفته است، دگرسان شده و هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن به فراوانی تشکیل گردیده است (بر اثر هوازدگی هماتیت، گوتیت، لیمونیت، ژپیس، کائولینیت و ملاکیت به وجود آمده‌اند). در اثر تراوش سیالات آهن‌دار به درون سنگ‌های میزبان آندزیتی یا سنگ‌های آذرآواری با ترکیب آندزیتی-داسیتی، کلریت‌زایی گسترده در سنگ‌های میزبان این کانسار مشاهده می‌شود.



ب



الف

شکل ۲-۲۴- الف) تصویری از کانسنگ حاوی مگنتیت برشی شده که فضاهای بین قطعات مگنتیت توسط کلسیت پر شده است. ب) شکل شماتیک از شکل الف.

کانسار آهن جنوب زرتول

این کانسار در جنوب روستای زرتول رخنمون دارد که در درون سنگ‌های میزبان آندزیتی، آذرآواری جای گرفته‌اند. علاوه بر مگنتیت که اغلب شکستگی‌های منطقه را پر کرده است، گارنت فراوانی نیز به صورت رگه‌ای و یا در بخش‌هایی از سنگ میزبان به صورت تراوشی متبلور شده است (شکل ۲-۲۵). دگرسانی در این کانسار بسیار اندک است. حفاری‌های صورت گرفته نشانگر آن است که این کانسار قبلاً مورد بهره‌برداری و استخراج قرار گرفته است. آنالیزهای XRD گرفته شده از نمونه سنگ‌های معدن آهن زرتول برای تشخیص نوع کانی‌ها در شکل ۲-۲۶ نشان داده شده‌اند.

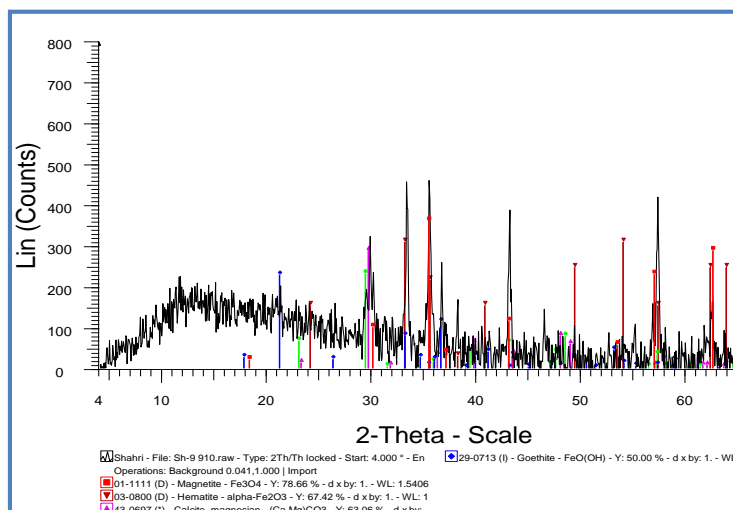


ب

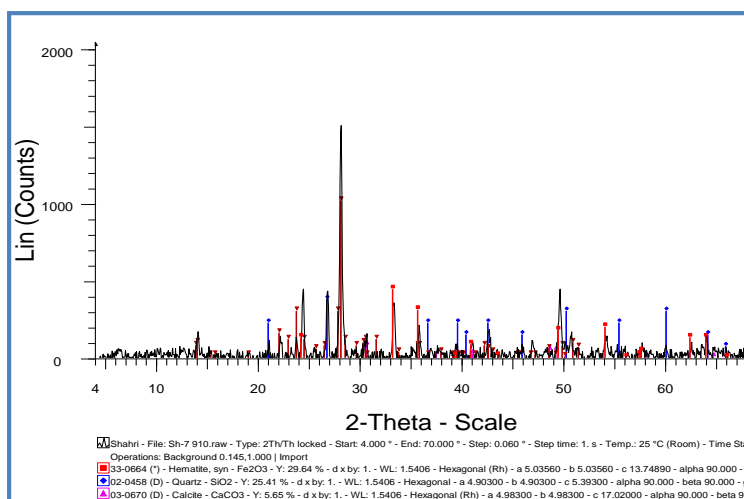


الف

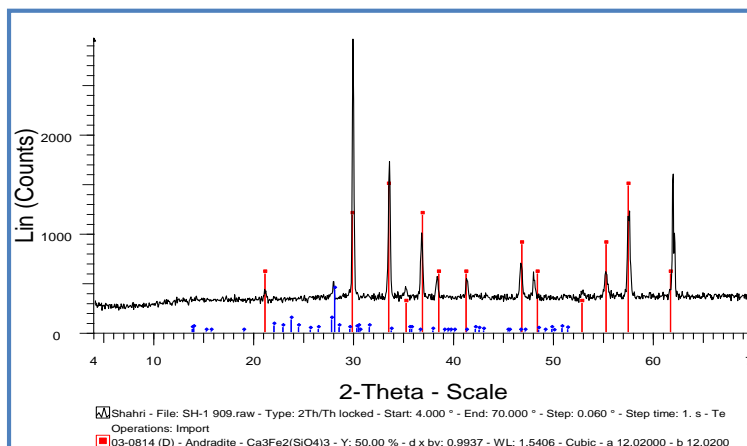
شکل ۲-۲۵- تصاویری از کانسار آهن زرتول و ویژگی‌های آن. الف- تصویری از کانه‌زایی رگه‌ای آهن و فعالیت‌های استخراجی انجام‌شده (ترانشه) در معدن آهن زرتول. ب- تصویری از کانه‌زایی گارنت در عدسی‌های سیلیسی سنگ میزبان توفی ائوسن (در معدن آهن جنوب زرتول).



الف



ب



ج

شکل ۲-۲۶- آنالیزهای XRD گرفته شده از نمونه سنگ‌های معدن آهن زرتول. الف- نمودار XRD نشان دهنده وجود هماتیت، کوارتز و کلسیت در معدن آهن زرتول. ب- نمودار XRD نشان دهنده وجود مگنتیت، هماتیت و کلسیت در معدن آهن زرتول. پ- نمودار XRD نشان دهنده وجود آندرادیت در سنگ‌های حاشیه معدن آهن زرتول (نمونه برداشت شده از رگه گارنت در آندزیت‌های میزبان کانسار).

کانه‌زایی در اطراف روستای نوکه

در این منطقه کانه‌زایی ضعیفی از اکسیدهای آهن همراه با سنگ‌های توفی - کربناته ائوسن مشاهده می‌شود و کانه‌زایی با حضور بارز گارنت و مگنتیت مشخص می‌گردد. گارنت در این سنگ‌ها به رنگ قهوه‌ای تیره می‌باشد. در ضمن در این محل توده‌های نفوذی گرانودیوریتی رخمون دارند و ارتباط نزدیک بین کانه‌زایی آهن، اسکارن‌زایی و جایگزینی توده‌های نفوذی به وضوح مشخص می‌باشد. در این محل کانه‌زایی آهن از ارزش اقتصادی بالایی برخوردار نیست ولی از لحاظ تغییرات کانی‌شناسی و ارتباط بارز آن با اسکارن‌زایی، در خور توجه می‌باشد.

کانه‌زایی در جاده سمنان - پیغمبران (در غرب روستای نوکه)

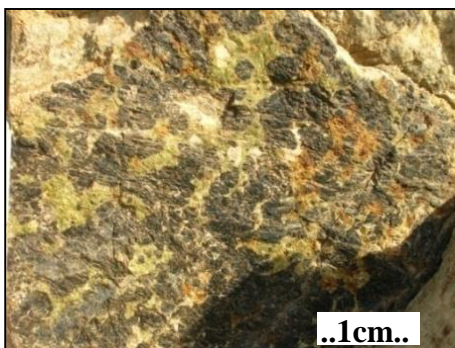
در این منطقه اسکارن و کانه‌زایی آهن به صورت پر شدگی در فضاهای باز توده‌های نفوذی ایجاد شده است که همراه با کانی‌های کالک سیلیکاتی همانند گارنت، پیروکسن، اسکاپولیت می‌باشند.



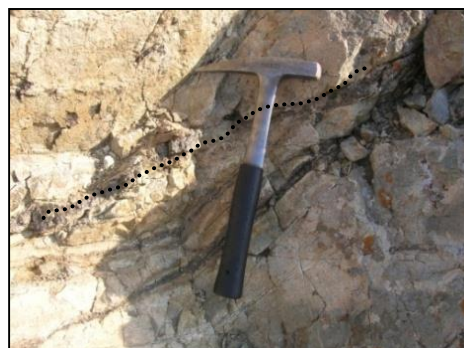
ب- تصویری از برشی شدن آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها (بخش‌های با قطعات دارای رنگ روشن) و فضاهای پر شده توسط گارنت‌های و مقداری مگنتیت و هماتیت.



الف- تصویری از رگه‌های کلسیت و کوارتز که دارای گارنت آهن - کلسیم‌دار (آندرادیت) و مقداری مگنتیت و هماتیت هستند.



ت- تصویر از آندرادیت (شکلدار به رنگ سیاه)، اپیدوت (به رنگ سبز) و اکسیدهای آهن.



پ- تصویری از رگه گارنتی که در شکستگی سنگ‌های مونزونیتی تشکیل شده است.

شکل ۲-۲۷- تصاویری از ویژگی‌های بارز اسکارن‌ها و پدیده‌های مرتبط با آنها در امتداد جاده سمنان پیغمبران.

در این منطقه، سنگ‌های گرانیتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی به شدت خرد شده‌اند و فضای بین قطعات خرد شده توسط کانی‌هایی نظیر گارنت (که گاهی اندازه آن‌ها به ۱ تا ۲ سانتیمتر نیز می‌رسد)، اسکاپولیت، اکسیدهای آهن، کوارتز، کلسیت و دیگر کانی‌هایی که بر اثر حضور سیالات ماگمایی حاصل شده‌اند، پر شده‌اند. سیستم اسکارن در اطراف توده‌های نفوذی فلسیک با مجموعه کانی‌های کالک‌سیلیکاتی شاخص اسکارن‌های آهن تشکیل شده است و شواهد لازم برای مطالعات مربوط به اسکارن‌های غنی از آهن را دارا می‌باشد.

رگه‌هایی که تنها از SiO_2 تشکیل شده‌اند، در غرب جاده پیغمبران و در منطقه محدودی رخنمون دارند. با توجه به شواهد صحرایی سیالات حاوی سیلیسیم در امتداد یک زون گسلی تمرکز پیدا کرده و متبلور شده‌اند و نکته جالب توجه آن است که در این رگه‌ها ساخت نواری در مقیاس میکروسکوپی مشاهده می‌شود.

معادن خاک صنعتی

این معادن در حد فاصل غرب معدن آهن جنوب زرتول تا دو کیلومتری جنوب‌شرق در جزین حضور دارند. در تصاویر ماهواره‌ای Spot و Aster، این معدن به صورت زون‌های دگرسانی گرمابی با رنگ زرد یا مایل به کرم مشخص می‌شود و به راحتی قابل ردیابی می‌باشد. این نوع دگرسانی که به طور گسترده در منطقه وجود دارد، دگرسانی آرژیلیتی نامیده می‌شود. نقشه نشان‌دهنده مناطق یافت این زون‌ها در نقشه زمین‌شناسی آورده شده است. در دگرسانی آرژیلیتی درجات پایین، سنگ با تغییر رنگ اندک و تشکیل مقدار کمی از کانی‌های رسی همراه است. در درجات متوسط دگرسانی رنگ سنگ‌های آتشفشانی به زرد لیمویی تغییر یافته است و سنگ از استحکام کمی برخوردار است. رگه‌ها و رگچه‌های نازکی از اکسیدهای آهن و منگنز آن‌ها را همراهی می‌کنند. در درجات بالای دگرسانی گرمابی آرژیلیتی، سنگ تقریباً به یک پودر زرد تا لیمویی رنگ تبدیل می‌شود و از استحکام بسیار کمی برخوردار است. این دسته از سنگ‌های دگرسان شده که در نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ نارکان

(صادقیان و همکاران، در حال انجام) با حروف اختصاری Haa, Maa, Laa نام‌گذاری شده‌اند، به عنوان خاک صنعتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در محدوده مورد مطالعه دو معدن غیرفعال خاک صنعتی (سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی-رسوبی آرژیلیتی شده) و یک معدن خاک صنعتی نیمه فعال (جنوب شرق درجزین) وجود دارد. درباره مقدار ذخیره این معادن اطلاعات دقیقی در دست نیست.



الف



ب

شکل ۲-۲۸- تصاویری از رخساره آرژیلیتی شده در سنگ‌های آندزی-بازالتی واقع در غرب معدن آهن. بیشترین شدت دگرسانی گرمایی به منطقه شمال و شمال غرب معدن آهن شمال سمنان و یا اطراف آن، معطوف می‌شود.

فصل سوم

پتروگرافی و تفسیر تحولات صورت گرفته

در سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه

پتروگرافی سنگ‌های آذرین و دگرگونی کمک بسیاری به درک چگونگی تشکیل سنگ‌ها می‌نماید. علی‌رغم این که موضوع این پایان‌نامه مطالعه سنگ‌های دگرگونی می‌باشد، منتهی فهم شرایط دگرگونی از فهم شرایط تشکیل سنگ‌های آذرین مجزا نیست. لذا بهتر است ابتدا شناخت درستی از سنگ‌های آذرین که مسبب متاسوماتیسم هستند، داشته باشیم. قبلاً سنگ‌های آذرین توسط محققینی از جمله غیاثوند (۱۳۸۴) و شاه‌حسینی (۱۳۸۶) مطالعه شده‌اند. در مطالعات صورت گرفته در این پایان‌نامه، علاوه بر بیان ناگفته‌ها، پتروگرافی و تحولات در سنگ‌های آذرین و دگرگونی به طور دقیق بررسی و عنوان شده است تا نقش فرایندهای ماگمایی در طی اسکارن‌زایی و متاسوماتیسم مشخص گردد.

۳-۲- پتروگرافی و تحولات ژئوشیمیایی در سنگ‌های آذرین نفوذی

توده‌های نفوذی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه بر اساس مشاهدات پتروگرافی دارای طیف ترکیبی الیوین گابرو (شاه‌حسینی، ۱۳۸۶) تا گابروی الیوین‌دار، گابرو/ دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، سینیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشند. منتهی با توجه به شواهد صحرائی این طیف ترکیبی را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد: ۱- الیوین گابرو (شاه‌حسینی، ۱۳۸۶) تا گابروی الیوین‌دار، گابرو/ دیوریت، مونزودیوریت، مونزونیت، سینیت و ۲- گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت. محققین قبلی از جمله غیاثوند (۱۳۸۴) و شاه‌حسینی (۱۳۸۶) نیز این دوگانگی ترکیبی را تأیید نموده‌اند و به نشأت گرفتن آن‌ها از گوشته (بخش اول) و از پوسته (بخش دوم) یا آرایش ماگمایی نسبت داده‌اند. در گروه سنگی مافیک حدواسط کلینوپیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز کانی‌های اصلی سنگ هستند. الیوین با فراوانی کمتر در این سنگ‌ها مشاهده شده است. تیتانومگنتیت و آپاتیت نیز جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. بافت آن‌ها غالباً گرانولار و افیتیک می‌باشد. در گروه‌های سنگی فلسیک فلدسپارهای آلکالن، پلاژیوکلاز و کوارتز کانی‌های غالب و اصلی سنگ هستند. کلینوپیروکسن (اوژیت)، مگنتیت، هورنبلند

سبز، (اسفن) و بیوتیت (با فراوانی کمتر) کانی‌های مافیک این گروه سنگی می‌باشند. بافت این سنگ ها گرانولار، میکروگرانولار و پورفیروئیدی می‌باشد.

در بررسی پتروگرافی سنگ‌های نام برده، شواهد زیادی از متاسوماتیسم بدست آمده است. این سنگ ها در ادامه شرح داده خواهند شد. حروف اختصاری مورد استفاده در جدول ۱-۳ آورده شده است.

جدول ۱-۳ راهنمای علائم اختصاری بکار برده شده برای کانی‌ها.

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
بیوتیت	Bio	مگنتیت	Mt
پلاژیوکلاز	Plg	دیوپسید	Di
هدنبرژیت	Hed	اوژیت	Aug
آمفیبول	Amp	گارت	Gt
کلریت	Chl	اوپک	Opq
کوارتز	Qtz	فلدسپار آکالن	Kf
آپاتیت	Ap	آلبیت	Ab
هماتیت	Hem	کلسیت	Ct
ماریالیت	Ma	اپیدوت	Epi
اسکاپولیت	Scp	اسفن	Sph
پیریت	Pyr	کالکوپیریت	Cpyr

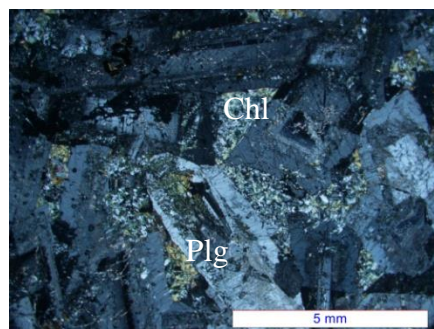
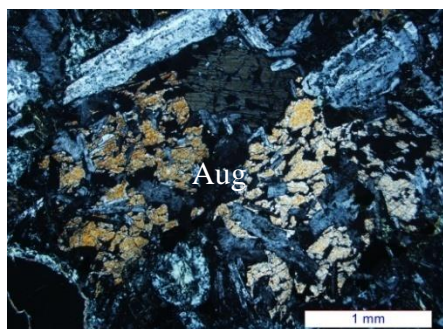
علائم اختصاری به کار برده شده در توصیف و معرف کانی‌های موجود در کلیه تصاویر میکروسکوپی ارائه شده در این فصل مطابق جدول فوق می‌باشد.

۳-۲-۱- گابرو / دیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها

مقاطع تهیه شده از گابرو / دیوریت‌ها، بافت‌های گرانولار، میکروگرانولار و افیتیک را نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز و پیروکسن نوع اوژیت، سازندگان اصلی آن‌ها هستند. هورنبلند سبز، بیوتیت و الیون از دیگر سازندگان مهم این سنگ‌ها می‌باشند. اورتوز و کوارتز نیز در برخی سنگ‌ها حضور دارند. پس از

پلاژیوکلاز و اوژیت، هورنبلند سبز از فراوانی بیشتری برخوردار است و در بسیاری از موارد به کلریت، اپیدوت و اکتینولیت دگرسان شده است.

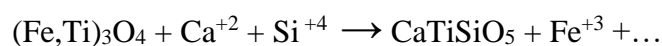
پلاژیوکلاز که فراوانترین کانی است، به صورت شکلدار مشاهده می‌شود (شکل ۱-۳-الف). در سنگ های مافیک، در هم‌رشدی پلاژیوکلازها با اوژیت بافت‌های افیتیک و اینترگرانولار را ایجاد کرده است. در شکل ۱-۳-ب، همان طور که مشاهده می‌شود، بلورهای اوژیت در فضای بین پلاژیوکلازها هسته‌بندی و رشد نموده‌اند. اوژیت با رنگ اینترفرانس شاد، متعلق به سری سوّم جدول میشل لوی و ته رنگ کرم متمایل به صورتی در این سنگ‌ها مشخص می‌گردد. اوژیت و هورنبلند سبز به شدت دگرسان شده هستند و در نتیجه کانی‌های کلریت و اکسیدهای آهن به شکل کاذب جای آن‌ها را پر کرده‌اند.



الف- تصویری از بافت گرانولار و منطقه‌بندی ب- تصویری از بافت افیتیک در گابرو/دیوریت بلورهای پلاژیوکلاز در دیوریت کلریتی شده (در XPL).

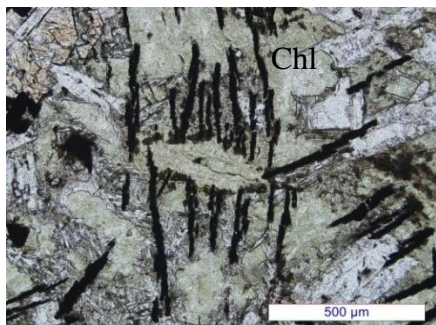
شکل ۱-۳- تصاویری از بافت و کانی‌شناسی گابرو/دیوریت‌های منطقه

اسفن از دیگر کانی‌هایی است که به صورت ثانویه یافت می‌گردد (کرمی‌شکل یا حاصل دگرسانی کانی‌های آهن منیزیم‌دار نظیر اوژیت، هورنبلند سبز). اسفن به صورت حاشیه باریکی در اطراف بلور تیتانومگنتیت مشاهده می‌گردد (شکل ۲-۳-الف). عنصر Ti پس از دگرسانی تیتانومگنتیت، از این کانی خارج شده و همراه با عناصر Ca و Si موجود در محیط، در ساخت اسفن مشارکت کرده است. به این پدیده لوکسزنایی^۱ می‌گویند. واکنش این تبدیل به صورت زیر است:

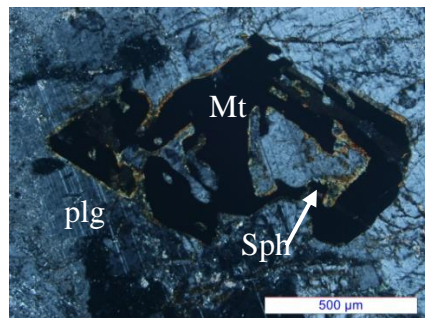


1. Leucoxenization

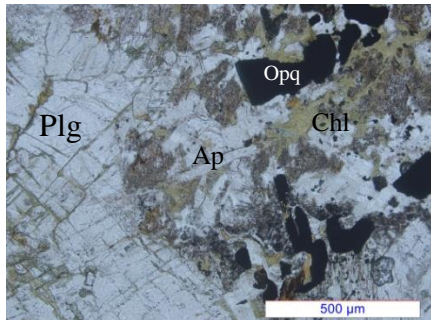
وجود Ti در مگنتیت امری رایج است و جایگزینی نسبتاً پیوسته‌ای بین Fe و Ti در سری محلول جامد تیتانومگنتیت‌ها یا تیتانوهوماتیت‌ها مشاهده می‌شود (Butler, 1998). کانی تیتانومگنتیت به طور مستقل در خمیره سنگ و نیز به صورت ادخال در دیگر کانی‌ها وجود دارد. حضور گسترده تیتانومگنتیت در گابرو/دیوریت‌ها، کانسارساز بودن آن‌ها را برای ما تداعی می‌کند. اولیژیست نیز دارای ساخت تیغه‌ای و به صورت بلورهای کاملاً کشیده در این سنگ یافت می‌شود.



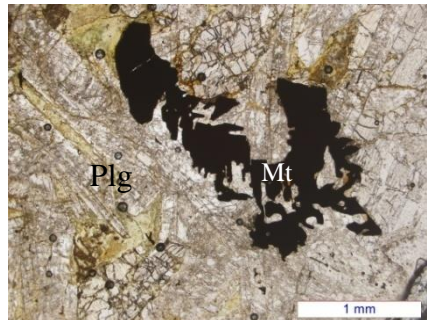
ب- تصویری از حضور اولیژیست‌های سوزنی شکل و اسفن در گابرو/دیوریت (در PPL).



الف- لوکوسن‌زایی و تبدیل تیتانومگنتیت به اسفن در گابرو/دیوریت (در XPL).



ت- حضور مگنتیت به شکل در هم رشدی با پلاژیوکلاز در گابرو/دیوریت (در PPL).

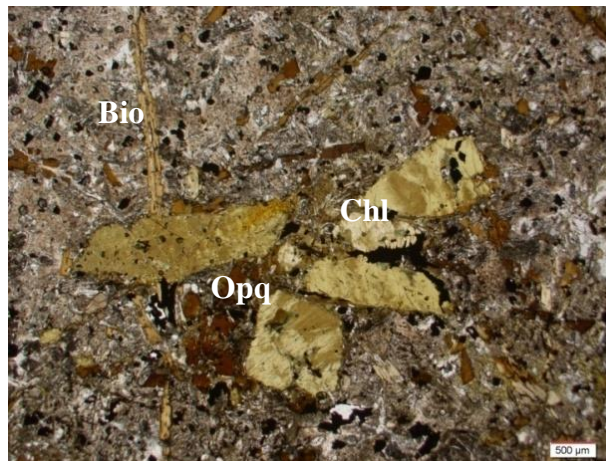


پ- بافت اسکلتی در مگنتیت‌ها (در PPL).

شکل ۳-۲- تصاویر میکروسکوپی کانی‌های آهن‌دار و چگونگی حضور آن‌ها در گابرو/دیوریت‌ها.

آپاتیت به صورت ادخال در اوژیت و پلاژیوکلاز یافت می‌شود. این کانی در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از فراوانی زیادی برخوردار است و می‌تواند حاکی از طبیعت آلکالن ماگمای والد باشد. در برخی از مقاطع متعلق به دایک‌های مافیک (دایکی در شمال شرق معدن باریت شریعت آباد)، بیوتیت یافت می‌شود. این بیوتیت‌ها حاصل متاسوماتیسم پتاسیک هستند. این نوع متاسوماتیسم اغلب همراه با کانه‌زایی فلزات همراه است و دارای خصوصیات جالب توجهی هستند. پتاسیم به علت

شعاع اتمی زیاد، در اواخر تبلور توده نفوذی، بر روی فازهای کلسیم و سدیم‌دار از قبل تشکیل شده، تأثیر می‌گذارد (Kerrick, 1991). بلورهای بیوتیت به طول بیش از یک سانتی‌متر و چند برابر اندازه کانی‌های دیگر، در این سنگ‌ها یافت می‌شود. آن‌ها بافت غربالی نشان می‌دهند و تعداد زیادی از کانی‌های از قبل موجود را در بر گرفته‌اند. اورتوکلاز غالباً به صورت بین دانه‌ای ظاهر می‌شود و به علت کم بودن، شناسایی و تشخیص آن به تجربه و دقت بیشتر نیاز دارد. خوردگی و تحلیل رفتگی پلاژیوکلازها از قسمت‌های حاشیه‌ای، یکی از شواهد حضور اورتوکلاز می‌باشد. زیرا معمولاً سیالات غنی از پتاسیم بر روی پلاژیوکلاز تأثیر می‌گذارند و آن‌ها را از بین می‌برند به طوری که در بعضی موارد هیچ اثری از پلاژیوکلاز باقی نمی‌ماند. البته گهگاه قطره‌هایی از کوارتز به صورت میرمکیت در این فرایند تشکیل می‌شود که شاهد دیگری بر انجام فرایند متاسوماتیسم پتاسیک صورت گرفته می‌باشد. کوارتز به ندرت در این سنگ‌ها یافت می‌شود و اغلب به صورت بین دانه‌ای است و در ترکیبات دیوریتی کوارتزدار مشاهده می‌گردد. اوژیت کانی فراوان دیگری در این دایک‌ها است. از آنجایی که این کانی علاوه بر کلریت به کلسیت نیز تبدیل شده است (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- تصویری از بلورهای اوژیت که توسط کلریت با شکل کاذب جایگزین شده‌اند و تشکیل بلورهای طولیل بیوتیت متاسوماتیک در دایک‌های دیوریتی (در XPL).

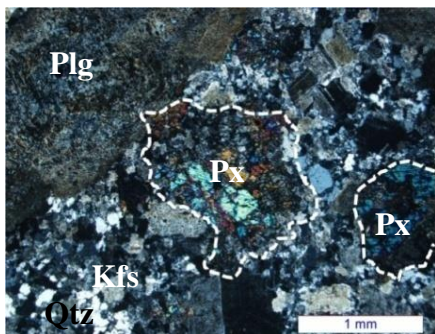
۳-۲-۲- گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌ها

این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار، پورفیروئیدی، پوئی‌کلینیک، تدریجی و گرانوفیری هستند. پلاژیوکلازها به فراوانی در گرانودیوریت‌ها یافت می‌شوند و دارای ادخال‌های فراوانی از کانی‌های دیگر هستند. سریسیتی‌شدن پلاژیوکلازها باعث شده تا آن‌ها به حالت غبارآلود به نظر برسند. پلاژیوکلازها بر اساس واکنش زیر به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند.

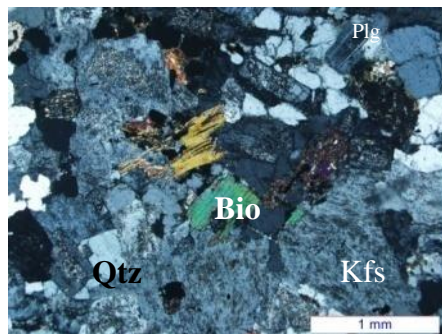


کوارتزهای دانه‌ریز به فراوانی و با حاشیه‌های گردشده توسط ارتوز احاطه شده‌اند. کوارتز به صورت بی‌شکل به فراوانی در بین سایر کانی‌ها یافت می‌شود.

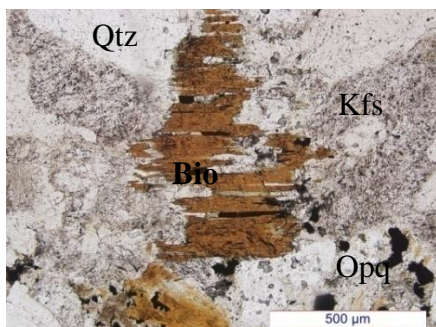
این سنگ‌ها علاوه بر پلاژیوکلاز و کوارتز، حاوی اوژیت، اسفن و کمی ارتوکلاز هستند. میزان اوژیت در این سنگ‌ها بسیار زیاد است و ما این گونه سنگ‌ها را به نام گرانودیوریت اوژیت‌دار می‌شناسیم. در این سنگ‌ها اوژیت به همراه پلاژیوکلاز، درصد زیادی از لخته‌های مافیک را تشکیل می‌دهد. لخته‌های مافیک در اندازه بسیار کوچک و در فواصل بسیار نزدیک به هم قرار دارند و دارای ترکیب مشخص دیوریت هستند. اوژیت فراوانی بیشتری در این لخته‌ها دارد. لخته‌های مافیک در گرانیتهای حاوی اوژیت همراه با هورنبلند و بیوتیت هستند. اسفن، مگنتیت و آپاتیت نیز جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. وجود مگنتیت و تیتانومگنتیت در این سنگ‌ها مؤید ارتباط زایشی کانسار آهن با این توده‌ها می‌باشد.



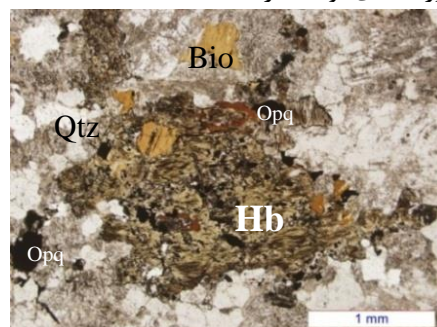
ب- تصویری از لخته‌های مافیک با اوژیت فراوان در گرانودیوریت‌ها (در XPL).



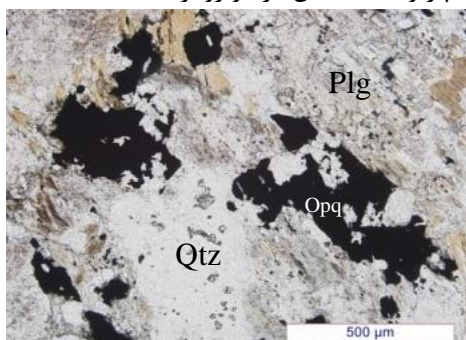
الف- تصویری از حضور بارز ارتوز پرتیتی و کوارتز همراه با هورنبلند سبز، بیوتیت و پلاژیوکلاز در گرانودیوریت‌های نوکه (در XPL).



ت- تصویر بیوتیت به شکل تیغه‌ای و در هم رشدی با فلدسپار و اکسید آهن در مونزوگرانیت‌ها (PPL).



پ- تصویری از ادخال‌های مگنتیت در بیوتیت و هورنبلند (PPL).



شکل ۳- تصویری از حضور مگنتیت همراه با بیوتیت در مونزوگرانیت‌ها (XPL).



شکل ۳- تصویری از بلور شکلدار آپاتیت در گرانودیوریت‌ها (XPL).

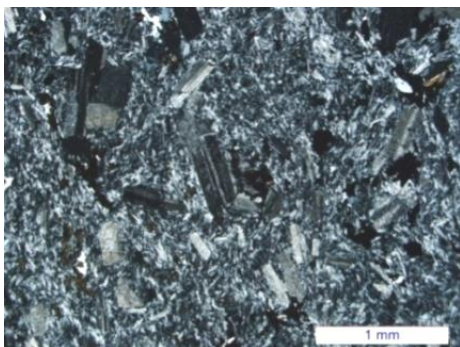
شکل ۳-۴- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی.

۳-۲-۳- آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها

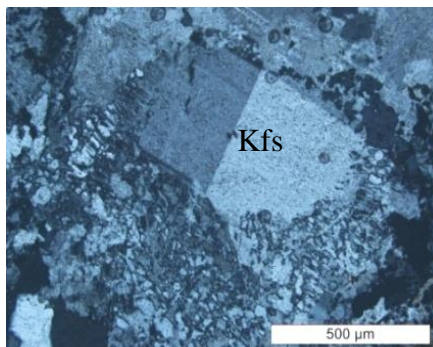
شواهد صحرایی نشان می‌دهد که آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها در برخی نقاط، تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی بشدت خرد و برشی شده‌اند. سیالات اسکارن‌ساز به درون آن‌ها راه یافته و کانی‌های متعلق به مجموعه اسکارنی در درزه و شکستگی‌های آن‌ها به وجود آمده‌اند. در نتیجه ترکیب کانی‌شناسی متنوعی در مقاطع نازک این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها عبارتند از: ارتوز، پلاژیوکلاز سدیک، کوارتز، هورنبلند سبز به مقدار کم، تورمالین، گارنت کلسیم‌دار، اسکاپولیت، پیروکسن، اپیدوت، کلسیت، کالکوپیریت، مگنتیت، هماتیت و محصولات حاصل از دگرسانی برخی از این کانی‌ها که در بعضی از مقاطع نازک مشاهده می‌شوند. کانی‌های ثانویه که بر اثر دگرسانی حاصل گردیده‌اند عبارتند از کلریت، مالاکیت، گوتیت، هماتیت (مارتیت) و لیمونیت.

آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها دارای بافت میکروگرانولار، میکروگرافیکی، پرتیتی و پورفیروئیدی می‌باشند. کوارتز و فلدسپار پتاسیم (ارتوز پرتیتی) کانی‌های اصلی و غالب سازندگان این سنگ‌ها هستند. این کانی‌ها نیمه شکلدار تا بی‌شکل هستند.

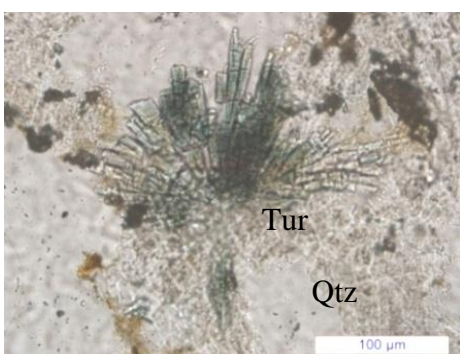
اندازه اسفن در این سنگ‌ها نسبت به سایر گرانیته‌ها درشت‌تر است. اوژیت و کانی‌های فرومنیزین دیگر، در این نمونه‌های سنگی مشاهده نمی‌شود. در برخی از نمونه‌های سنگی، بلورهای ریز و اسفرولیتی (شعاعی شکل) تورمالین یافت می‌شود. حضور تورمالین نشان‌دهنده وجود سیالات حاوی Br در مراحل پایانی تبلور ماگماهای تفریق یافته‌ای است که تبلور آن‌ها به تشکیل آلکالی فلدسپار گرانیته‌ها منجر شده است.



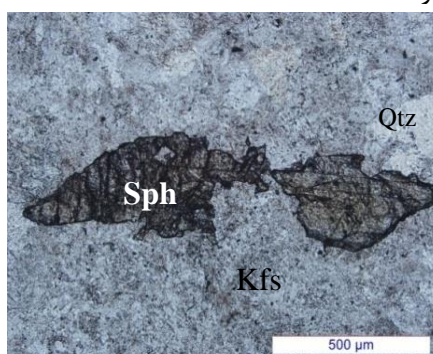
ب- بافت سریئیت و پورفیروئیدی در آلکالی
فلدسپار گرانیت‌ها (در XPL). این سنگ‌ها فاقد
کانی‌های فرومنیزین هستند.



الف- بافت پورفیروئیدی و هم‌رشدی ارتوکلاز
و کوارتز (بافت میکروگرافیک) در بخش‌های
پیرامونی آن کانی، در آلکالی فلدسپار گرانیت
(در XPL).



ت- تصویری از تورمالین خورشیدی شکل در آلکالی
فلدسپار گرانیت‌ها (در XPL).



پ- تصویری از حضور بارز اسفن در آلکالی
فلدسپار گرانیت‌ها (در PPL).

شکل ۳-۵- تصاویری از ویژگی‌های میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها.

۳-۳- اسکارن‌ها

همان طور که در فصل دوم گفته شد، اسکارن‌ها از جمله سنگ‌هایی هستند که فرایند متاسوماتیسم ناشی از توده‌های نفوذی بر آن‌ها تأثیر گذاشته است. متاسوماتیسم به معنی تغییر کلی سنگ در حالت جامد می‌باشد که در طی دگرگونی ایجاد می‌گردد (آلوکمیکال^۱). به نظر کریک^۲ (۱۹۹۱)، بحث درباره کانی‌شناسی و تغییرات شیمیایی این سنگ‌ها در مفهوم ساده است اما در کاربرد ممکن است اعتراض بر انگیز باشد. اسکارن‌های کلسیک آهن‌دار در محیط‌های تکتونیکی متفاوتی یافت شده‌اند. همان طور که گفتیم سیالات عامل متاسوماتیسم از توده‌های نفوذی منشاء می‌گیرند. اسکارن‌های غنی از Fe اغلب با توده‌های دیوریتی همراهند، اما سنگ‌هایی تفریق یافته از گرانودیوریت تا تونالیت نیز می‌توانند

1. Allochemical metamorphism
2. Kerrick

این نوع اسکارن‌ها را ایجاد کنند (Meinert, 1995, Karim zadeh somarin and Moayyed, 2002). توده‌های نفوذی مافیک به عنوان منشاء اسکارن‌های نوع کلسیک آهن‌دار، همه دارای درصد سیلیس پایین و آلکالی‌های بالا ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2.6$) هستند (Meinert, 2003). مثلاً دیوریت‌های پتاسیم‌دار می‌توانند منشاء مناسبی برای ایجاد اسکارن‌های آهن باشند. در منطقه مورد مطالعه نیز توده‌ها حاوی میزان بالایی از کانی‌های حاوی آهن هستند.

در توده‌های آذرین حدواسط- فلسیک با ترکیب‌های مونزونیتی، گرانودیوریتی و گرانیتهی میزان درصد آهن، اندکی پایین‌تر از توده‌های گابرو/ دیوریت هستند. اما همین میزان نیز سبب تشکیل اسکارن‌های گارنت و مگنتیت‌دار در اطراف آن توده‌ها می‌باشد. آهن پس از ورود به سنگ میزبان در کانی‌های کالک سیلیکاتی شاخص دگرگونی تمرکز می‌یابد. بنابراین، میزان آهن در کانی‌های مربوط به توده با درصد این عنصر در کانی‌های کالک سیلیکاته در این اسکارن‌ها تناسب ندارد. این مسئله به جدایش سیالات غنی از آهن از ماگماهای فلسیک و پر آلکالن بستگی دارد (Meinert, 2003).

متاسوماتیسم در منطقه شامل دو فرایند انتشار^۱ و فیلترینگ سیال^۲ (Kerrick, Korzhinskii, 1970) (Winter, 1991؛ 2001) می‌باشد. این دو فرایندهایی از متاسوماتیسم صورت گرفته در کنتاکت توده‌ها هستند. انتشار فرایندی است که بر اثر گرادیان شیمیایی، عناصر از محیطی با غلظت بیشتر به محیط با غلظت کمتر مهاجرت می‌کنند. نفوذ سیال از توده نفوذی به سنگ دیواره، به علت گرادیان فشار سیال می‌باشند که در طی آن سیالات در منطقه مورد مطالعه به حرکت در می‌آیند و این فرایند پیچیده‌تر از انتشار است (Winter, 2001). مجموعه کانی‌ها در اثر تراوش سیالات غنی از Fe, Si, Ba, Cl, Cu و S از توده‌های نفوذی به درون سنگ‌های میزبان تشکیل شده‌اند که در ادامه شرح داده شده‌اند.

با مطالعه کانی‌شناسی و بافت اسکارن‌ها، شواهد زیادی درباره محیط شیمیایی تبلور کانی‌ها به دست می‌آید. مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهند که بیشتر سنگ‌های مورد مطالعه حاوی گارنت

-
1. Diffusion
 2. Infiltration fluid

کلسیم‌دار به عنوان کانی شاخص دگرگونی می‌باشند. لذا در پتروگرافی سنگ‌های اسکارنی موجود در منطقه مورد مطالعه، بیشتر توجه به این کانی و روابط آن با ترکیب و نوع سنگ میزبان معطوف خواهد شد که در ادامه به شرح آن خواهیم پرداخت.

دومین کانی مهم از مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌های اسکارنی، پیروکسن از نوع حدواسط دیوپسید- هدنبرژیت می‌باشد (در مبحث تجزیه و تحلیل نتایج میکروپروب خواهیم دید که ترکیب پیروکسن‌ها در محدوده سالیته قرار می‌گیرند). ولی واقعیت آن است که بلورهای پیروکسن به قدری ریز هستند که در مقاطع میکروسکوپی نیز به زحمت قابل شناسایی هستند و حداکثر ابعاد آن‌ها به ۵۰۰ میکرون می‌رسد.

سومین کانی مهم در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن‌های مورد مطالعه، اسکاپولیت می‌باشد. با توجه به نتایج آنالیز میکروپروب که در فصل چهارم ارائه خواهد شد، اسکاپولیت از نوع دایپیر (یا اسکاپولیت های غنی از ماریالیت) می‌باشد. این کانی در وسعتی محدود در غرب جاده سمنان پیغمبران رخنمون دارد. رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های اسکاپولیت‌دار در حاشیه رودخانه فصلی کال شاهوران نیز مشاهده شده است. لذا زون‌بندی برای محدوده حضور اسکاپولیت به منطقه بسیار کم وسعتی محدود می‌شود.

چهارمین کانی وابسته به مجموعه دگرگونی، کلریت می‌باشد. این کانی نیز همانند پیروکسن بسیار ریزدانه می‌باشد و همراه با اسکاپولیت و پیروکسن در حاشیه یک توده آلکالی فلدسپار گرانیتی برشی شده و در فضای بین شکستگی‌ها یافت می‌شود.

اپیدوت کانی دیگری است که آن را در مجموعه کانی‌شناسی اسکارن‌ها می‌توان یافت. رخنمون سنگ های حاوی این کانی بسیار محدود است. به طور کلی کانی‌های بی‌آب مانند گارنت و پیروکسن در مرحله آغازین اسکارن‌زایی، از یک مایع با دما و شوری زیاد متبلور می‌شوند. دما و شوری پایین‌تر (PH کمتر) مربوط به تبلور کانی‌های حاوی H_2O و CO_2 مانند اپیدوت، آمفیبول، کلریت و کانه‌های اکسیدی و هیدروکسیدی می‌باشد (Meinert et al, 2003).

فرآیند اسکارن جزئی از متاسوماتیسم است و می‌توانیم کانه‌زایی آهن را نیز جزئی از فرآیندهایی در نظر بگیریم که پیامد جایگزینی و تفریق توده‌های گرانیتوئیدی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه می‌باشند. از این رو می‌توان در محیط‌های اسکارنی، مجموعه‌های کانیاپی را پیدا کرد که اکسیدهای آهن به ویژه مگنتیت و هماتیت جزئی از آن‌ها باشند. علاوه بر اکسیدهای آهن، سولفیدهای آهن و مس نظیر پیریت و کالکوپیریت نیز در این مجموعه‌های سنگی یافت می‌شوند که در ادامه مباحث این فصل به تشریح چگونگی ارتباط آن‌ها با کانی‌های همراهشان خواهیم پرداخت.

با توجه به مباحث مطرح شده، زون‌بندی در مجموعه اسکارنی شمال سمنان به معنی واقعی خود امکان‌پذیر نیست و زون غالب، زون گارنت می‌باشد. دلیل این امر آن است که توده‌های نفوذی مؤثر در اسکارن‌زایی، در اعماق واقع شده‌اند و هنوز در سطح ظاهر نشده‌اند یا رخنمون آن‌ها کم می‌باشد. لذا سنگ‌های اسکارنی به صورت پوششی ظاهر شده‌اند و سایر زون‌هایی که می‌توان برای این منطقه معرفی کرد (به عنوان مثال زون پیروکسن) به قدری وسیع نیستند یا هنوز در سطح زمین دارای رخنمون نمی‌باشند. با توجه به موارد ذکر شده گارنت، در اولویت بررسی‌های میکروسکوپی قرار گرفته است.

۳-۳-۱- گارنت و روابط کانی‌شناسی مرتبط با آن

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی، گارنت‌ها در مجموعه‌های کانیاپی موجود در درون اسکارن‌ها و برون اسکارن‌ها یافت می‌شوند:

الف- درون اسکارن‌ها:

- مجموعه گارنت + مگنتیت + کلسیت

- مجموعه‌هایی حاوی گارنت، اپیدوت، کلسیت، اسکاپولیت، کلینوپیروکسن، ارتوکلاز، کوارتز و پلاژیوکلاز سدیک

ب- برون اسکارن‌ها:

- مجموعه گارنت + کلسیت‌های دانه‌ریز

- گارنتیت‌ها

- مجموعه گارنت + کوارتز + کلسیت

مجموعه کانی‌های مشاهده شده در اسکارن‌های شمال سمنان به گونه‌ای است که مراجعه مستقیم به مراجع علمی و کتب دگرگونی منتشر شده، به آسانی پاسخگوی تفسیر وقایع صورت گرفته نیست. به همین جهت مستلزم توجه و دقت بیشتری می‌باشد. با این پیش فرض و با توجه به مشاهدات میکروسکوپی دقیق به شرح وقایع صورت گرفته می‌پردازیم.

الف- درون اسکارن‌ها

مجموعه گارنت + مگنتیت + کلسیت

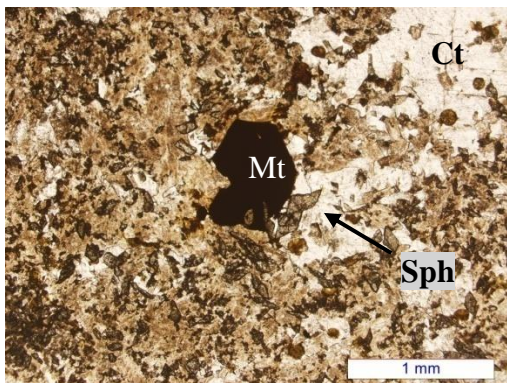
در این دسته از اسکارن‌ها مقدار آهن به قدری زیاد بوده است که علاوه بر مشارکت در ساخت گارنت توانسته است کانی مستقلی تشکیل دهد و به صورت مگنتیت (غالباً) و هماتیت (به مقدار کمتر و یا به صورت اولیژیست) تشکیل شود. بررسی دقیق مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که گارنت‌ها زودتر، هم‌زمان تا بعد از تبلور مگنتیت تشکیل شده‌اند. حضور مگنتیت به صورت ادخال در هسته برخی از گارنت‌ها، نشان می‌دهد که: (۱) مگنتیت زودتر از گارنت متبلور شده است. (۲) در مقابل برخی از گارنت‌ها به صورت ادخال در مرکز مگنتیت‌ها یافت می‌شوند که معرف تبلور مگنتیت بعد از گارنت می‌باشد. (۳) در مواردی نیز مشاهده شده است که فضای بین چند دانه گارنت توسط مگنتیت پر شده است. این پدیده نشان می‌دهد که مگنتیت هم‌زمان با گارنت تشکیل شده است.

گارنت‌هایی که در این سنگ‌ها به همراه مگنتیت یافت می‌شوند، از آندرادیت غنی‌ترند. اصولاً مگنتیت در مقایسه با گارنت، تمایل کمی برای ایجاد بلورهای بزرگ دارد. در نتیجه، با رشد هم‌زمان آن‌ها، بلورهای گارنت درشت‌تر از مگنتیت می‌شوند. دانه‌های گارنت و مگنتیت در زمینه‌ای از کلسیت‌های دانه درشت یافت می‌شوند. این امر نشان می‌دهد که سنگ آهک دچار تبلور مجدد شده است و بلورهای ریز کلسیت به بلورهای درشت‌تر تبدیل گردیده‌اند. بافت گرانوبلاستی و به ندرت

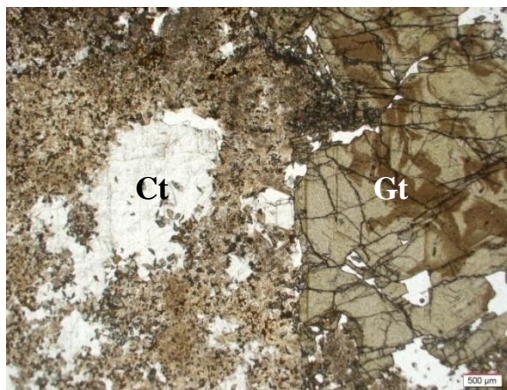
پورفیروبلاستی از جمله بافت‌های موجود در این سنگ‌ها می‌باشند. به دلیل این که در حاشیه توده‌های نفوذی فلسیک گارنت و مگنتیت شکل گرفته‌اند، این گارنت‌ها اغلب دارای حداکثر رشد می‌باشند. مقدار اندازه بلورهای گارنت احتمالاً بیشتر در ارتباط با سرعت جریان سیال و درجه تعادل واکنش‌های بین سیال و سنگ دیواره می‌باشد. سرعت نسبتاً بالای تراوش سیال باعث فوق اشباع شدن محیط از عناصری با منشأ ماگمایی مانند Ca، Fe، Mg و Al می‌شود. یعنی در شرایط دگرگونی گرمایی یا متاسوماتیسم گسترده در اطراف توده‌های نفوذی که سرعت و حجم سیالات ماگمایی بیشتر است، گارنت‌های درشت‌تر تشکیل می‌شوند (Einaudi et al, 1981).

روابط توصیف شده تا همین جا به وضوح نشان می‌دهند، اسکارنزایی و کانه‌زایی مگنتیت به صورت موازی و هم‌زمان صورت گرفته‌اند. به نظر فراست و بیرد^۱ (۲۰۰۷)، آندرادیت در شرایط فعالیت (اکتیویته) کم سیلیس نیز تبلور می‌یابد. همچنین حضور مگنتیت در مجموعه کانی‌شناسی ذکر شده معرف آن است که تبلور در محیط احيایی و با فوگاسیته اکسیژن پایین صورت گرفته است. دی اکسید کربن که در فرایند گارنت‌زایی آزاد می‌شود می‌تواند به فراهم شدن چنین شرایطی در محیط کمک نماید.

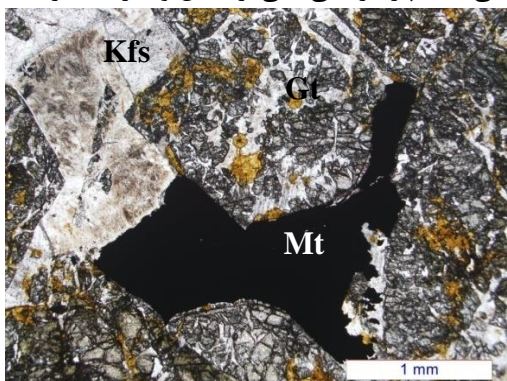
تشکیل اسفن به میزان زیاد به همراه گارنت و مگنتیت در اطراف برخی توده‌ها مشاهده می‌شود (۳-۶- الف و ب). همه این اسفن‌ها گوه‌ای شکل هستند. حضور میزان زیاد این کانی به همراه گارنت و مگنتیت، در سنگ‌های فلسیک تفریق یافته، به عنوان کانی فرعی درست به نظر نمی‌رسد. در نتیجه حضور اسفن در اطراف رگه‌های گارنت نشان دهنده حضور TiO_2 در سیالات اسکارن‌ساز می‌باشد.



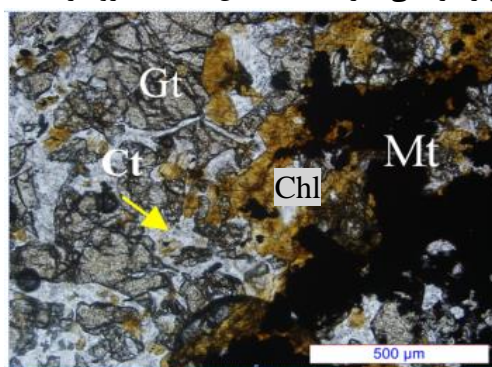
ب- تصویری از دانه درشت مگنتیت و کلسیت در سنگ آلكالی فلدسپار گرانیتی غنی از اسفن و کلریت (در PPL).



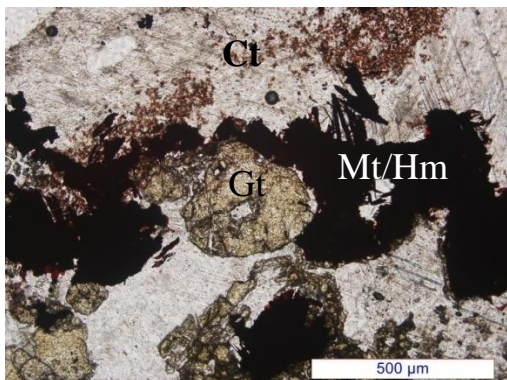
الف- تصویری از گارنت، اسفن و کلسیت در سنگ آلكالی فلدسپار گرانیتی (در PPL-مقیاس ۵۰۰ میکرومتر است).



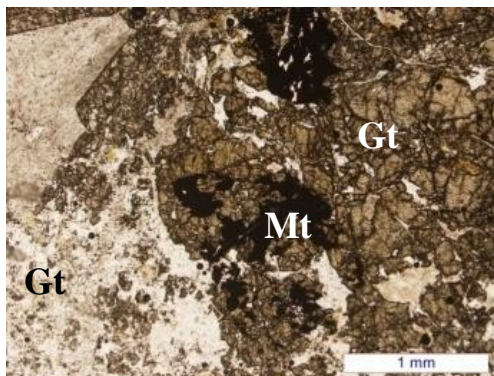
ت- تصویری از پر شدگی فضای بین گارنت و فلدسپار توسط مگنتیت در سنگ مونزوگرانیتی (در PPL).



پ- رشد کلریت‌ها بر روی مگنتیت و گارنت در سنگ مونزوگرانیتی (در PPL).



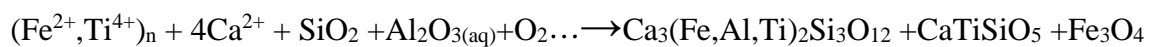
ج- تصویری از همراهی گارنت‌های کلسیم‌دار (آندرادیت - گروسولار) با مگنتیت و هماتیت (دانه‌های تیغه‌ای شکل کشیده) (در PPL).



ث- تصویری از همراهی گارنت‌های کلسیم‌دار (آندرادیت- گروسولار) با کانه‌های آهن‌دار (مگنتیت و احتمالاً هماتیت) (در PPL).

شکل ۳-۶- تصویری از پاراژنز مگنتیت، گارنت و اسفن در حاشیه سنگ‌های گرانیتوئیدی فلسیک (درون اسکارن‌ها).

به نظر هانت و کریک^۱ (۱۹۷۷)، اسفن در سنگ‌های متاسوماتیک در دمای ۵۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۲ کیلوبار و نسبت برابر H₂O و CO₂ تبلور می‌یابد. گردن و گرینوود^۲ (۱۹۷۱)، حضور سیال با دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه و فشار ۲ کیلوبار را برای تشکیل اسفن همراه با گروسولار مطرح می‌کنند. به نظر آن‌ها، این کانی تنها در حضور سیال غنی از H₂O و برقراری نسبت $2 > \frac{CO_2}{CO_2+H_2O}$ پایدار است. واکنش احتمالی مجموعه کانی‌های گفته شده که در توده‌های مونزوگرانیته می‌باشد، در زیر آورده شده است:



این واکنش فرضی است و نشان‌دهنده تأثیر سیال غنی از مواد مورد نیاز برای ایجاد این مجموعه کانی‌ها می‌باشد. کلریت‌ها در این اسکارن‌ها نیز دیده می‌شوند و بر روی مگنتیت رشد کرده‌اند (۳-۹-پ). برخی از کلریت‌ها نیز در فضای بین درزه‌ها و شکستگی‌ها یافت می‌شوند که بر روی کلسیت و گارنت هسته‌سازی کرده‌اند. برخی از کلریت‌ها نیز توسط کلسیت دربر گرفته شده‌اند. با توجه به این شواهد و با توجه به اینکه کلریت یک کانی آبدار است، نتیجه می‌گیریم که کلریت از سیالی که حاوی آب بوده، تشکیل شده است. از طرف دیگر شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهند که گارنت و مگنتیت به شدت برشی شده‌اند و توسط مقداری کلریت و کلسیت دربر گرفته شده‌اند. در نتیجه کلریت و کلسیت در اثر راه‌یابی سیالات دمای پایین‌تر و تبلور آن‌ها در فضاهای باز ایجاد شده‌اند.

مجموعه گارنت + اپیدوت + کلسیت + اسکاپولیت + پیروکسن + ارتوکلاز + کوارتز + پلاژیوکلاز سدیک

این فاز کانی‌زایی مشاهده شده مربوط به کانی‌سازی توسط سیالات غنی از آهن، کلسیم و سدیم، سیالات حاوی مواد فرّار Cl و Br و یعنی شواهدی از وجود سیال با شوری بسیار^۳ زیاد می‌باشد.

-
1. Hunt and Kerrick
 2. Gordon and Greenwood
 3. High salinity

در غرب جاده سمنان- پیغمبران، سنگ‌های آلكالی فلدسپار گرانیته توسط رگه‌هایی از گارنت‌های دانه درشت قطع شده‌اند. اندازه گارنت در این رگه‌ها از کمتر از یک میلی‌متر تا حدود ۲ سانتی‌متر متغیر است. گارنت سازنده اصلی این رگه‌هاست، ولی در نمونه‌های دستی برداشت شده از این رگه‌ها مقادیری کلسیت، اپیدوت، مالاکیت، کالکوپیریت و بندرت مگنتیت یافت می‌شود. گارنت‌های موجود در این رگه‌ها اغلب دانه درشت هستند و رنگ قهوه‌ای شکلاتی دارند. مقاطع نازک تهیه شده از این رگه‌ها ویژگی‌های جالبی را به معرض نمایش گذاشته که در نوع خود بی‌نظیر می‌باشند. ویژگی‌های بارز این رگه‌ها عبارتند از:

گارنت‌های این رگه‌ها دانه درشت هستند و منطقه‌بندی ترکیبی بارزی نشان می‌دهند. در فصل تفسیر نتایج آنالیز میکروپروب برخی از این ویژگی‌ها به تفسیر مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. منطقه‌بندی مشاهده شده در این گارنت‌ها در برخی موارد کاملاً منظم می‌باشد و در موارد دیگر نامنظم می‌باشد. گهگاه منطقه‌بندی به صورت تغییرات رنگی جلوه‌گر شده است. منطقه‌بندی بلورهای گارنت با تغییرات ترکیبی قابل ملاحظه‌ای همراه است که با مناطقی با رنگ قهوه‌ای تیره و روشن مشخص می‌گردد. آنالیز میکروپروب مناطق قهوه‌ای تیره رنگ نشان می‌دهد که آن‌ها از آندرادیت غنی‌تر هستند.

بررسی دقیق‌تر مقاطع نازک نشان می‌دهند که گارنت‌ها تحت تنش‌های تکتونیکی (نظیر گسل خوردگی) یا عملکرد زون‌های برشی به شدت خرد شده‌اند. فضای بین اجزاء خرد شده توسط کلسیت پر شده است. در نتیجه پس از تشکیل گارنت و خرد شدن آن دوباره سیالات غنی از CO_2 و Ca^{2+} به درون شکستگی‌ها راه یافته و کلسیت از آن‌ها متبلور شده است.

در ضمن شواهدی از واکنش سیالات اسکارن‌ساز با کانی‌های سنگ‌های آلكالی فلدسپار گرانیته در مقاطع نازک مشاهده می‌شود که از آن جمله می‌توان به موارد زیر اشاره کرد:

۱- تبدیل پلاژیوکلاز به اپیدوت

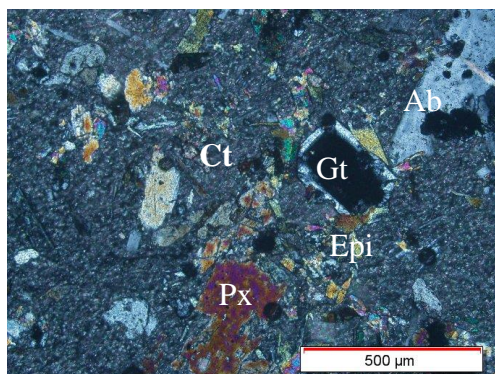
۲- تبدیل پلاژیوکلاز سدیک به اسکاپولیت

اپیدوت‌ها در صحرا و به همراه گارنت‌ها به رنگ سبز روشن قابل شناسایی است. این کانی به شکل بلورهای کاملاً شکلدار تا نیمه شکلدار در حاشیه گارنت و پلاژیوکلاز ظاهر می‌شود. اپیدوت در محیط اکسیدان و بعد از گارنت و قبل از کلسیت ایجاد می‌گردد. تحولات ناشی از کاهش مقدار آهن و پایین آمدن دما در سیال، باعث رشد اپیدوت و در پایان کلسیت شده است. تبلور گارنت بر روی پلاژیوکلاز و ارتوکلاز، تبلور اپیدوت بر روی پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و در بر گرفته شدن گارنت توسط کوارتز از شواهد زیبای قابل مشاهده در این مقاطع هستند. بنابراین لازم است بدانیم که از بین مجموعه کانی‌های مشاهده شده در این محل، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و بخشی از کوارتزها متعلق به سنگ‌های آکالی فلدسپار گرانیته هستند (توده نفوذی). بنا بر نظر شیمازاکی^۱ (۱۹۸۰)، وجود اپیدوت نشان دهنده تاثیر محلول‌های آهن دار است. بر این اساس وی اظهار می‌دارد کانسارهای اسکارنی که از اپیدوت غنی هستند، با گرانیته‌های مگنتیتی و آن‌هایی که فقیر از اپیدوت می‌باشند با گرانیته‌های ایلمنیتی همراه هستند. اپیدوت‌ها حاصل واکنش سیالات موجود در محیط با کانیهای مستعد نظیر پلاژیوکلازهای سنگ‌های آکالی فلدسپار گرانیته حاصل شده‌اند. وجود مقدار آهن در محیط می‌تواند باعث تشکیل اپیدوت‌های آهن‌دار گردد. در خانواده اپیدوت، کانی‌های زوئیزیت و کلینوزوئیزیت با فرمول $Ca_2Al_3[Si_3O_{12}](OH)$ و پیستاشیت $Ca_2Fe^{3+}Al_2[Si_3O_{12}](OH)$ حضور دارند. با توجه به خصوصیات میکروسکوپی و غنی بودن کانی‌های همراه از آهن، ترکیب پیستاشیت برای اپیدوت‌های مورد نظر منطقی‌تر به نظر می‌رسد.

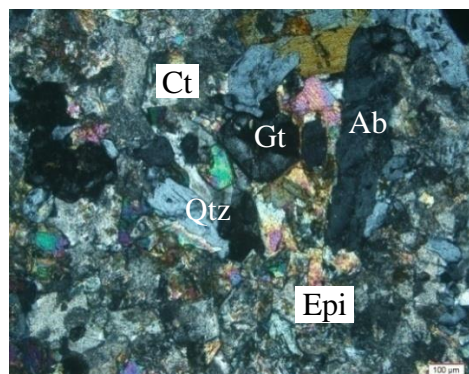
کلسیت و اپیدوت معرف دماهای پایین‌تر می‌باشند. یعنی در مراحل دماهای پایین‌تر اسکارن‌زایی (در مقایسه با گارنت‌ها) تشکیل شده‌اند. مینرت^۲ (۱۹۹۲)، این مجموعه کانیایی را در اسکارن‌ها مربوط به مرحله اسکارن پسرونده می‌داند. البته وی در سال ۲۰۰۳ در مقاله خود حضور اسکارن آبدار را مربوط به پایداری این کانی‌ها در دما و PH پایین‌تر می‌داند.

1. Shimazaki
2. Meinert

در حاشیه توده آلکالی فلدسپار گرانیتی غرب جاده سمنان- پیغمبران، نمود زیبا و بارزی از اسکارن زایی مشاهده می‌شود که به علت تنوع کانی‌شناسی توجه زیادی را به خود معطوف کرده است. در این محل، گارنت کلسیم‌دار، اسکاپولیت، کلینوپیروکسن، کلریت (از نوع آهن‌دار)، اپیدوت (از نوع آهن‌دار)، کلسیت، کوارتز، پلاژیوکلاز (آلبیت- الیگوکلاز) و ارتوکلاز (احتمالاً غنی از سدیم) یافت می‌شوند (شکل ۳-۷).



ب- تصویری از مجموعه کانیایی گارنت، کلینوپیروکسن، آلبیت و اپیدوت که توسط کلسیت در بر گرفته شده‌اند (در XPL).



الف- تصویری از مجموعه کانیایی گارنت، اپیدوت، آلبیت و کوارتز شکلدار (در XPL).

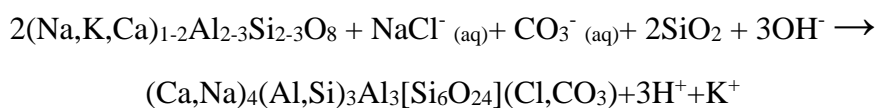
شکل ۳-۷- تصاویری از مجموعه کانیایی گارنت، کلینوپیروکسن، آلبیت و اپیدوت.

بررسی‌های صحرایی در این منطقه نشان می‌دهد که سنگ‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی به شدت خرد شده‌اند و خرد شدن آن‌ها باعث شده تا بین قطعات سنگی، فضای باز ایجاد شود. سپس سیالات اسکارن‌ساز یا به عبارت کلی‌تر سیالات متاسوماتیسم‌کننده که از اعماق بیشتر نشأت گرفته‌اند، به درون درزه‌ها و شکستگی‌ها راه پیدا کنند و در درون این فضاهای باز ایجاد شده، شروع به تبلور کانی‌هایی کنند که با ترکیب و محتوای سیالات متناسب می‌باشد.

اسکاپولیت‌ها با بلورهای درشتی که تشکیل داده‌اند، فراوانترین کانی موجود در این مجموعه کانیایی می‌باشند. اسکاپولیت‌ها در نمونه دستی دارای بلورهای ستونی تا سوزنی شکل سبز کم رنگ مایل به خاکستری می‌باشند. در مقاطع نازک اسکاپولیت‌ها بسیار شبیه به پلاژیوکلاز هستند، منتهی فاقد ماکل پلی سینتتیک می‌باشند. آن‌ها دارای برجستگی کم ولی بیشتر از پلاژیوکلاز هستند. در ضمن دارای یک دسته رخ خوب می‌باشند. آنالیز میکروپروب اسکاپولیت‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها غنی از

سدیم (نوع دایپیر) هستند. حضور اسکاپولیت‌های غنی از سدیم در یک مجموعه اسکارنی غنی از کلسیم تا حدودی تأمل برانگیز است.

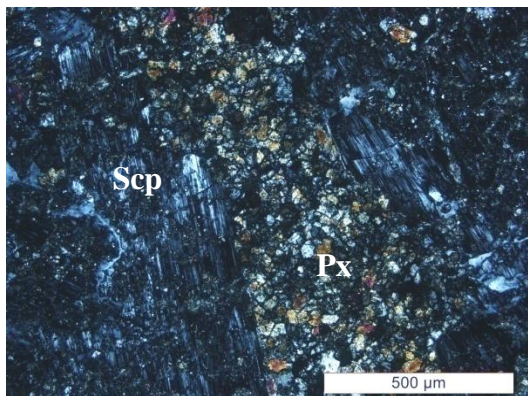
در اثر حمله سیالات غنی از Cl به پلاژیوکلازها، بتدریج پلاژیوکلازها توسط اسکاپولیت جایگزین شده‌اند. وجود بقایای تحلیل رفته پلاژیوکلازها در بین اسکاپولیت‌ها مؤید این موضوع است. لنتز (۱۹۹۸) نیز این موضوع را عنوان کرده است. وی به تبدیل پلاژیوکلاز و یا فلدسپار پتاسیم‌دار بر اثر تأثیر سیالات متاسوماتیک غنی از NaCl و یا NaOH اشاره می‌کند. واکنش تشکیل اسکاپولیت از پلاژیوکلازهای سدیک- کلسیک به شرح ذیل است:



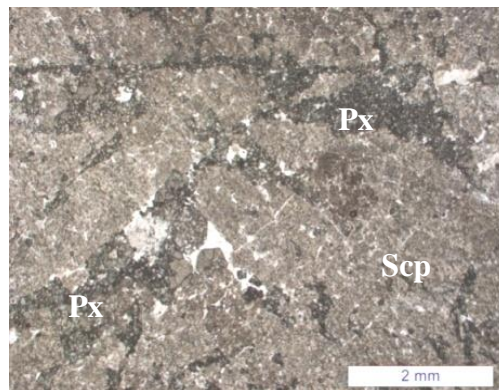
دایپیر

یون‌های هیدروژن و پتاسیم می‌توانند در تشکیل کلریت‌ها دخیل باشند (شکل ۳-۸). مقدار کلینوپیروکسن (سالیته) در این سنگ‌ها بسیار زیاد است به طوری که بافت تجمعی و نواری زیبایی را در بین بلورهای طویل اسکاپولیت به وجود آورده‌اند. با توجه به این که سالیته به صورت ادخال نیز در اسکاپولیت‌ها وجود دارد، لذا تشکیل آن‌ها به صورت هم‌زمان تا بعد از اسکاپولیت‌ها می‌باشد. دیوپسید در اسکارن‌های شمال سمنان پیامد وجود Mg در سیال است. در این اسکارن رگه‌های باریکی حاوی کوارتز و کلسیت نیز یافت می‌شود. سالیته بیشتر فضای بین کانی‌های فلدسپار و اسکاپولیت‌ها را پر کرده است. آن‌ها در نور پلاریزه عادی به رنگ سبز هستند و برجستگی بالایی دارند. آن‌ها اکثراً بی‌شکل هستند، اما برخی اوقات به صورت شکلدار در درزه‌ها و فضاهای باز سنگ یافت می‌شوند. درباره تشکیل این کانی‌ها در درون اسکارن پولارد^۱ (۲۰۰۱)، به نوعی دگرسانی سدیک- کلسیک در اسکارن‌های آهن‌دار نسبت می‌دهد و دمای سیالات تشکیل این مجموعه کانیایی را بیش از ۵۰۰ درجه می‌داند. درباره تشکیل این کانی به همراه اسکاپولیت و کلریت، در فصل چهارم بحث می‌شود.

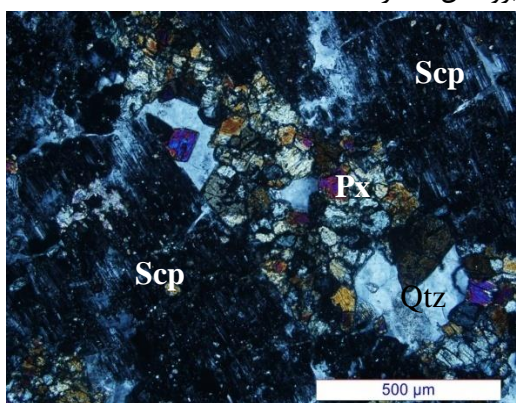
1. Pollard



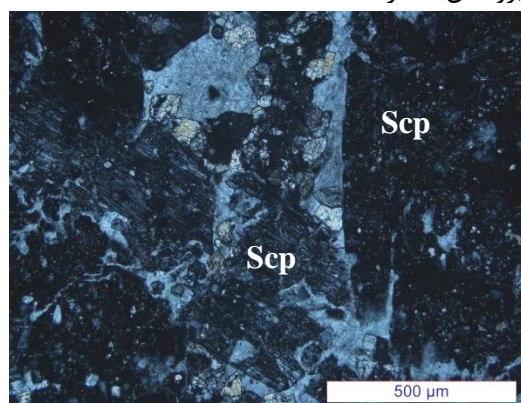
ب- تصویری از قطع شدن بلور اسکاپولیت توسط پیروکسن‌ها (در XPL).



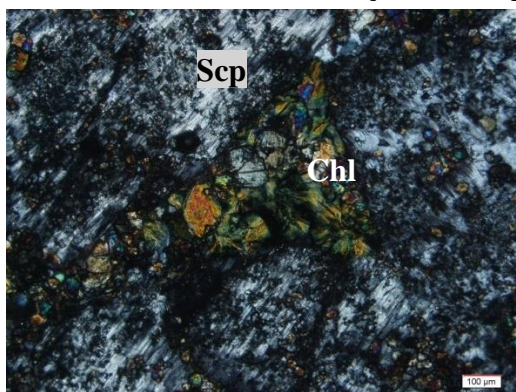
الف- تصویری از قطع شدن بلور اسکاپولیت توسط پیروکسن‌ها (در PPL).



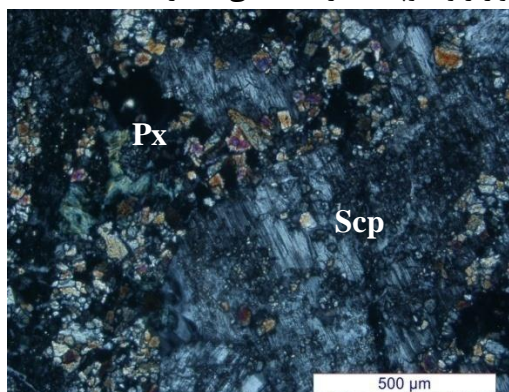
ت- تصویری از شکستگی که توسط کوارتز و دیوپسید پر شده است (در XPL).



پ- تصویری از شکستگی اسکاپولیت‌ها و تشکیل کوارتز و دیوپسید در شکستگی‌ها (در XPL).



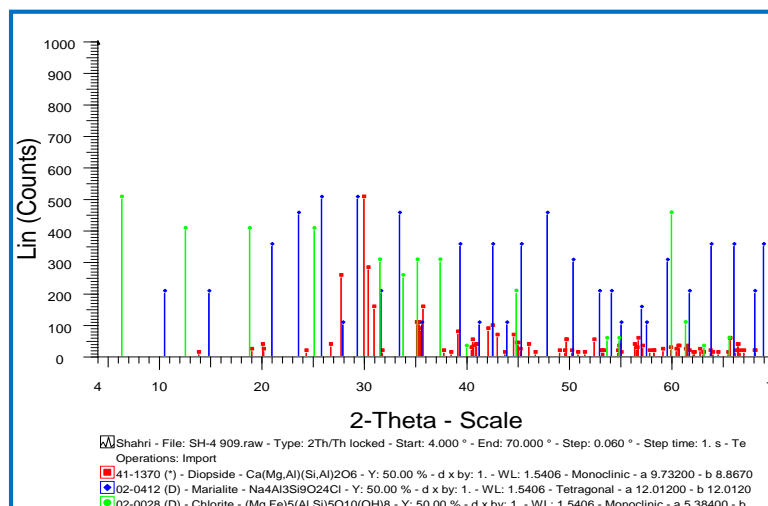
ج- تصویری از مجموعه کانیایی اسکاپولیت، پیروکسن و کلریت (در XPL).



ث- تصویری از مجموعه کانیایی اسکاپولیت، پیروکسن و کلریت (XPL).

شکل ۳-۸- تصاویری از مجموعه کانیایی اسکاپولیت، کلینوپیروکسن و کلریت.

گاهی کلینوپیروکسن در کنار آندرادیت وجود دارد. رابطه واکنشی مشخصی بین گارنت و پیروکسن مشاهده نمی‌شود و به نظر می‌رسد، چرخش سیالات حاوی عناصر لازم برای تشکیل کلینوپیروکسن (سالیته) را فراهم کرده است و سپس این کانی مستقیماً از آن‌ها متبلور شده است. کلریت‌ها غالباً ریزدانه و سبز رنگ هستند و بافت اسفرولیتی نشان می‌دهند.



شکل ۳-۹- نمودار XRD نشان‌دهنده وجود ماریالیت (همان طور که در نتایج میکروپروب اشاره خواهد شد به معنی دقیقتر دایپیر)، دیوپسید و کلریت در یک نمونه از متاسوماتیت‌های غرب جاده سمنان- پیغمبران روبروی معدن آهن شمال سمنان.

بر اساس مطالعات پتروگرافی صورت گرفته در مناطق درون اسکارن‌ها، روابط کانی‌شناسی مناسب برای ترتیب تبلور در درون اسکارن (توده‌های آذرین متاسوماتیسم شده) به ترتیب جدول ذیل می‌باشند.

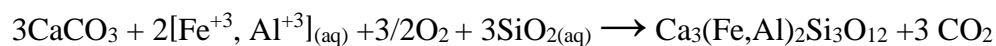
جدول ۳-۲- روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در درون اسکارن‌ها.

	PEROGRADE STAGE	RETROGRADE STAGE
	Fe-rich infiltration stage (Fe,Ca,Na,Cl,S-rich fluids)	Hydrous silicate alteration
	Alkali feldspar granite	
Scapolite	_____	
Diopside	_____	
Andradite	_____	
Chlorite		_____
Epidote		_____
Albite	_____	
Quartz		_____
	Quartz monzogranite	
Andradite	_____	
Titanite	_____	
Magnetite	_____	
Chlorite		_____
Calcite		_____
Quartz		_____

ب) برون اسکارن‌ها

گارنت و کلسیت‌های دانه‌ریز

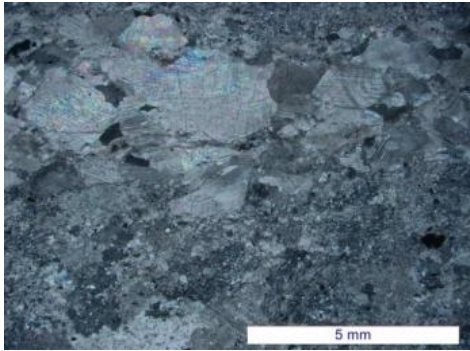
در شمال و غرب نوکه، اسکارن‌های گارنت‌داری یافت می‌شوند که در مقاطع نازک آن‌ها، فقط گارنت و کلسیت یافت می‌شود. گارنت‌ها، دانه‌ریز و غالباً بی‌شکل هستند. کلسیت‌های دربرگیرنده گارنت‌ها نیز دانه‌ریز و غالباً بی‌شکل می‌باشند. گارنت‌های آنالیز شده از این نوع سنگ‌ها نشان می‌دهند که آن‌ها کلسیم‌دار و غنی از آندرادیت می‌باشند. پس نتیجه می‌گیریم که سیالی گرم و غنی از آهن و سیلیسیم به درون سنگ‌های آهکی منطقه نوکه تراوش کرده و ضمن واکنش با سنگ آهک، شرایط مطلوب برای شروع هسته‌سازی گارنت را فراهم کرده است. این فرایند را می‌توان در حالت کلی، در رابطه زیر خلاصه کرد:



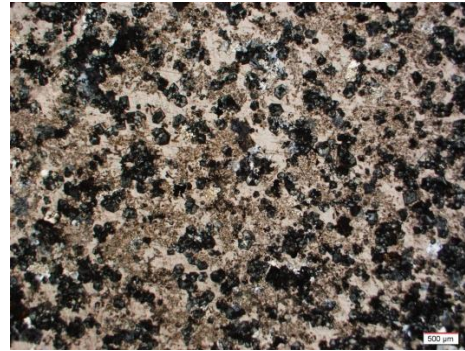
در این سنگ‌ها می‌توان مشاهده کرد که، اگر میزان سیال وارد شده به سنگ کم باشد، واکنش‌ها به طور کامل انجام نمی‌گیرند. در نتیجه بخشی از زمینه کلسیتی سنگ اولیه محفوظ مانده است. در اثر هسته‌بندی سریع، رشد آرام دانه گارنت و مدت زمان اندک برای رشد بعدی، بخشی از زمینه سنگ به صورت ادخال در فضای بین دانه‌های گارنت محصور شده است. یعنی گارنت‌ها بافت پوئی کیلوبلاستی دارند (شکل ۳-۱۰-ج).

همچنین تمرکز گارنت‌های دانه‌ریز و بی‌شکل در بخش‌های آهکی منطقه نوکه و تشکیل گارنت در فضاهای باز (درزه‌هایی که با فشار سیال ایجاد می‌شوند^۱) سنگ به صورت شکل‌دار به دو علت است: (۱) هسته‌بندی فراوان‌تر در بخش حاوی کلسیتی، (۲) رشد سریع‌تر گارنت‌ها در بخش حاوی کلسیت و نبود فضای کافی برای رشد در نتیجه هسته‌بندی فراوان.

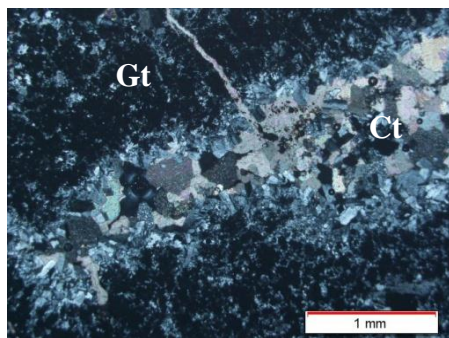
1. Hydro fracturing



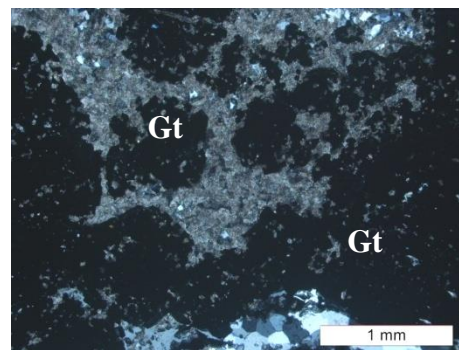
ب- تصویری از یک سنگ آهک که تبلور مجدد یافته است (در XPL).



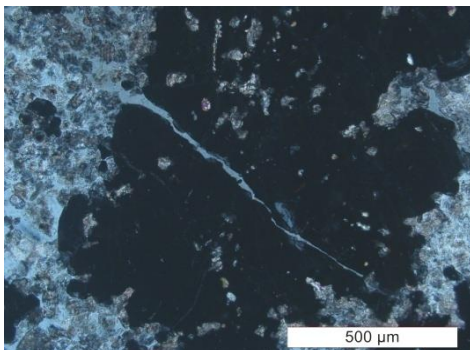
ب- تصویری از بلورهای ریز گارنت در یک زمینه کلسیتی که بیانگر تبدیل کلسیت به گارنت می‌باشد (در XPL).



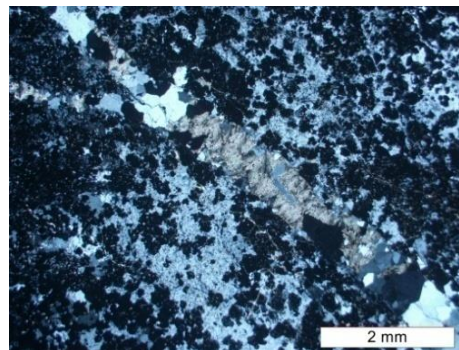
ت- تصویری که نشان‌دهنده، تبلور اولیه گارنت و پایانی کلسیت در رگه‌ها می‌باشد (در XPL). عبور رگه کلسیتی از گارنت نشان‌دهنده تبلور نهایی این کانی است.



پ- تصویری از پورفیروبلست‌های گارنت که بلورهای کلسیت در زمینه را در بر گرفته‌اند (در XPL). رشد سریع دانه‌های گارنت سبب ایجاد بافت پوئی کیلوبلاستی شده است.



ج- تصویری از یک رگچه کوارتزی که پورفیروبلست گارنت را قطع کرده است (در XPL).



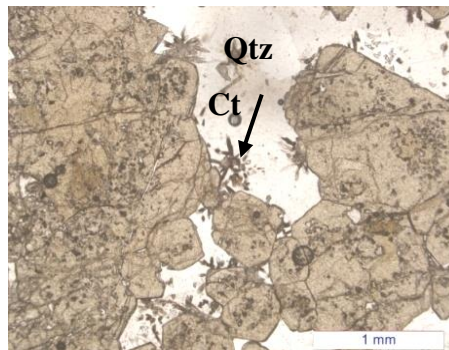
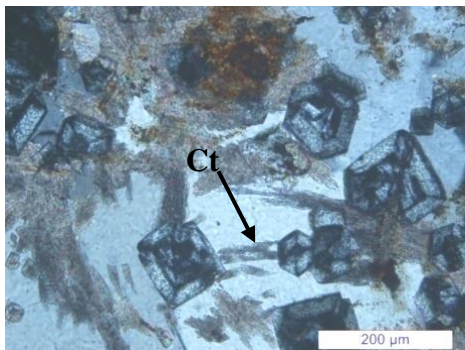
ث- رگچه‌ای شامل کوارتز و کلسیت که سنگ اسکارنی گارنت‌دار را قطع کرده است (در XPL).

شکل ۳-۱۰- تصاویری از تبلور گارنت در سنگ‌های آهکی.

مجموعه گارنت + کوارتز + کلسیت

در بخش‌هایی که سنگ‌های آهکی دارای فضای باز هستند، گارنت هم به صورت شکلدار و هم درشت تر هستند. این گارنت‌ها در زمینه‌ای از کوارتز یافت می‌شوند. دی اکسید کربن مجدداً با مازاد کلسیم

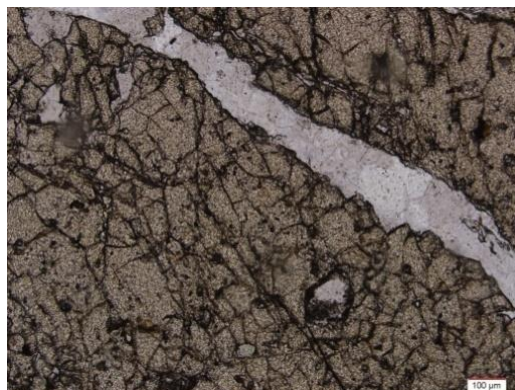
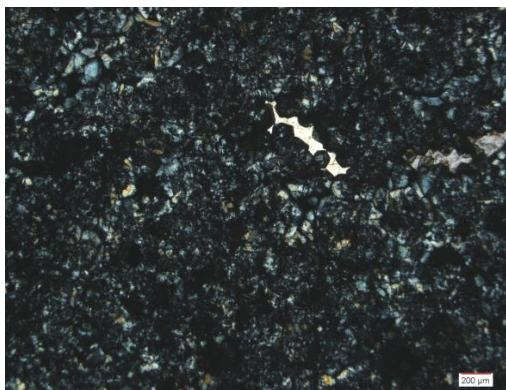
موجود در محیط واکنش داده و کلسیت‌های نوظهور را تشکیل می‌دهد. این کلسیت‌ها در شکل ۱۱-۳ مشاهده می‌شوند.



شکل ۱۱-۳- تصاویر مربوط به کلسیت‌های نوظهور شکل گرفته در اطراف گارنت‌ها.

ت) گارنتیت‌ها

همان طور که در مبحث قبل توضیح داده شد، فراوانی سیالات داغ مشتق شده از توده‌های نفوذی که حاوی مواد لازم برای اسکارنزایی هستند، می‌تواند باعث تشکیل سنگ‌هایی با نام گارنتیت (تاکتیت^۱) گردد که تماماً از گارنت تشکیل شده است. در منطقه مورد مطالعه، در محدوده‌ای به وسعت ۱ کیلومتر مربع، سنگ‌هایی وجود دارد که، صرفاً از گارنت تشکیل شده‌اند و علاوه بر جذاب بودن از دیدگاه پترولوژی، می‌تواند از دیدگاه اقتصادی نیز مورد توجه قرار گیرد و به عنوان ماده معدنی (ساینده) از آن‌ها استفاده کرد. سنگ‌هایی که بخش عمده آن‌ها را گارنت تشکیل داده‌اند یا به طور کامل از گارنت تشکیل شده‌اند را گارنتیت می‌گویند. در منطقه شمال سمنان گارنتیت‌ها در حد فاصل معدن آهن زرتول تا گردنه جنوب شریعت‌آباد رخنمون دارند. با توجه به نتایج آنالیز میکروپروپ ترکیب میانگین گارنت‌ها $And_{70-100} grs_{15-30} pyr_{0-15}$ می‌باشد.

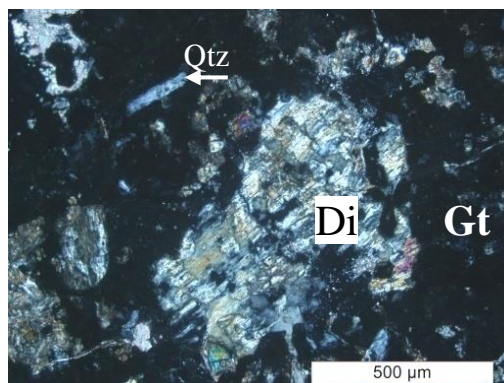
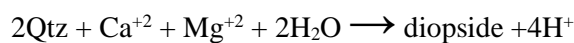


الف- تصویری از حضور گارنت‌های کلسیم‌دار با بافت گرانوبلاستی. همان طور که در تصویر دیده می‌شود، سنگ تقریباً به طور کامل از گارنت تشکیل شده است (در PPL).

ب- تصویری از حضور گارنت‌های کلسیم‌دار با بافت گرانوبلاستی. همان طور که در تصویر دیده می‌شود، سنگ تقریباً به طور کامل از گارنت تشکیل شده است (در PPL).

شکل ۳-۱۲- تصاویری از گارنتیت‌ها در سنگ‌های آهکی.

در تعدادی از مقاطع نازک تهیه شده از سنگ میزبان آهکی، تعداد بسیار کمی از دانه‌های کلینوپیروکسن، همراه گارنت‌های در برون اسکارن مشاهده می‌شود. این امر نشان می‌دهد که مقدار بسیار کمی منیزیم در محیط اسکارن‌زایی وجود داشته که در اثر واکنش با کلسیم و سیلیسیم در ساخت کلینوپیروکسن مشارکت نموده است (شکل ۳-۱۳). بر اساس شواهد مطالعه شده، ابتدا زون پیروکسن (دیوپسید) تحت تأثیر سیال آبگین، در سنگ آهک دولومیتی به وجود آمده است که در مرحله بعد، آندرادیت سنگ را فرا می‌گیرد. واکنش تبلور دیوپسید به صورت زیر است (Lentz, 1998):



شکل ۳-۱۳- تصویر میکروسکوپی حضور گارنت نوع آندرادیت و دیوپسید که در سنگ میزبان آهکی تشکیل شده است. دیوپسید حالت تخریب شده دارد و توسط آندرادیت فرا گرفته شده است.

پویایی و گردش در سیالات ماگمایی، در اطراف توده نفوذی وجود دارند که در نتیجه گرادیان گرمایی و شیمیایی بین توده نفوذی با سنگ‌های آهکی ایجاد می‌گردند. در طی فرایند انتشار، عناصری مانند Ca، Fe و Si از توده‌های نفوذی به سنگ میزبان آهکی وارد می‌شوند. Ca و HCO_3^- از سنگ میزبان تأمین شده‌اند و به دلیل گردش سیال در اطراف توده نفوذی در حال سرد شدن، کلسیت فراوانی در منطقه اسکارن تشکیل شده است.

بر اساس روابط بافتی کانی‌ها در برون اسکارن‌ها، روابط پاراژنتیکی مانند جدول ۳-۳ را می‌توان ارائه داد.

جدول ۳-۳- روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در درون اسکارن‌ها.

	PROGRADE STAGE		RETROGRADE STAGE
	Contact metamorphism	Fe-rich infiltration skarn	Hydrous silicate alteration
Diopside	_____		
Andradite		_____	
Epidote			_____
Magnetite		_____	
Calcite	_____		_____
Quartz			_____

روابط پاراژنتیک ارائه شده است در جدول بالا نشان می‌دهد که:

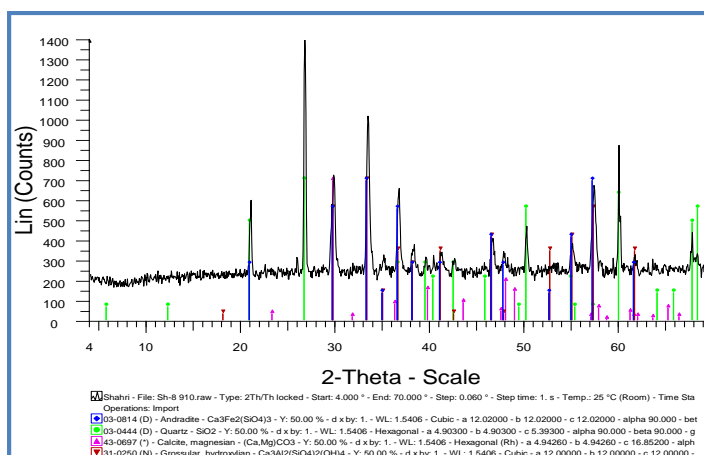
۱- قسمت‌هایی از زمینه سنگ از واکنش‌های دگرگونی مضمون مانده‌اند و به صورت کلسیت با اندکی تبلور مجدد، مشاهده می‌شوند.

۲- در بخش‌هایی از مقطع مشاهده می‌شود که گارنت به صورت پیشرونده رشد کرده و به صورت شاخه درختی تشکیل شده است. دانه‌هایی از کلسیت که در طی اسکارن‌زایی نتوانسته‌اند با سیالات اسکارن‌ساز واکنش دهند به صورت اذخالی‌هایی توسط گارنت در بر گرفته شده‌اند و بافت پوئی‌کیلوبلاستی (غربالی) زیبایی را نشان می‌دهند. بافت پورفیروبلاستی و گرانوبلاستی در این سنگ‌ها رایج است (شکل ۳-۱۰- پ و ج).

۳- در بخش‌هایی از سنگ‌ها، بلورهای گارنت توسط زمینه‌ای از کوارتز در بر گرفته شده‌اند. وجود چنین بافتی نشان می‌دهد که مقدار سیلیس موجود در دسترس سنگ در زمان اسکارن‌زایی، از مقدار لازم برای تشکیل گارنت بیشتر بوده است و در نتیجه سیلیس مازاد به صورت کوارتز تبلور یافته است. در بخش دیگری از این سنگ‌ها، مجموعه‌ای از کوارتز و کلسیت مشاهده می‌شود. لازم به ذکر است، در این حالت دانه‌های ریز کلسیت در زمینه‌ای از کوارتزهایی شناور هستند که حاصل تبلور سیلیس مازاد بر فرایند اسکارن‌زایی هستند. عدم واکنش بین آن‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها در دمای پایین تشکیل شده‌اند و در واقع این اجتماع کلسیت و کوارتز بعد از تشکیل گارنت به وجود آمده‌اند.

۴- در بخش‌هایی دیگری از مقاطع نازک می‌توان مشاهده کرد که تنها کلسیت و گارنت با هم یافت می‌شوند. در این مقاطع، گارنت بافت پورفایروبلاستی و پوئی کیلوبلاستی نشان می‌دهد. یعنی گارنت به خرج مصرف شدن کلسیت تشکیل گردیده است.

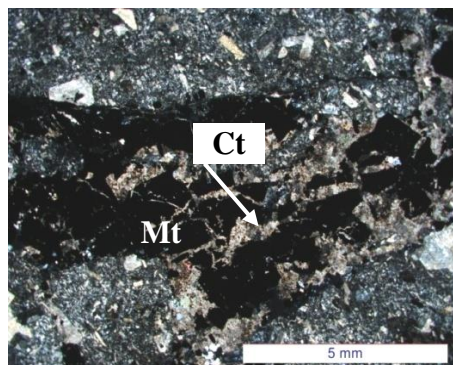
۵- در بخشی از مقاطع این سنگ‌ها، بلورهای درشت و شکلدار گارنت در خمیره‌ای از کوارتز یافت می‌شود. وجود بلورهای درشت و شکلدار نشان‌دهنده آن است که فضای کافی برای رشد آن‌ها وجود داشته است و به احتمال زیاد در نزدیکی شکستگی‌ها و فضاهای باز تشکیل شده‌اند. به طور کلی، وجود چنین سنگ‌هایی بیانگر آن است که در محیط اسکارن‌زایی سیلیس به اندازه کافی و یا مازاد بر مصرف وجود داشته که به عنوان فاز تأخیری تشکیل شده است.



شکل ۳-۱۴- نمودارهای XRD نشان دهنده وجود آندرادیت، گروسولار، کلسیت و کوارتز در برون اسکارن شمال غرب نوکه.

۳-۴- کانه‌ها

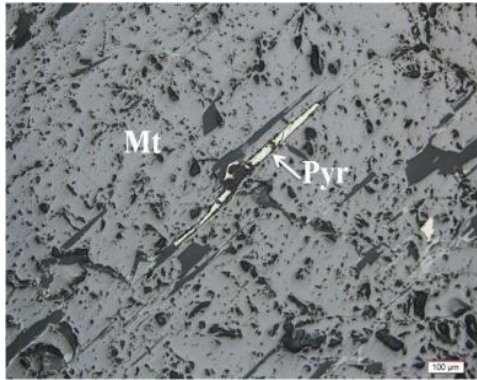
با توجه به شواهد صحرایی از مقیاس خیلی بزرگ تا مقیاس نمونه‌دستی و حتی در مقیاس میکروسکوپی می‌توان گفت ابتدا سنگ‌های میزبان (سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی و به ندرت سنگ‌های گرانیتوئیدی) تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی قرار گرفته و به شدت خرد شده‌اند. سیالات حاوی عناصر فلزی از جمله Fe و Cu به درون فضاهای باز ناشی از خردشدگی‌ها راه یافته و در آنجا متبلور شده‌اند. بر اساس مطالعه مقاطع نازک کانه‌های اصلی سازنده مواد معدنی در منطقه مورد مطالعه مگنتیت و هماتیت هستند. کالکوپیریت و پیریت به مقدار کم همراه با کانسارهای آهن یافت می‌شوند. مطالعه مقاطع میکروسکوپی نشان می‌دهد که منطقه مورد مطالعه حتی پس از تشکیل کانسارها، از لحاظ تکتونیکی فعال بوده است. حضور کلسیت در میان مواد معدنی برشی شده نشان دهنده این فرایند است (شکل ۳-۱۵). با توجه به مقاطع صیقلی عمده‌ترین کانی سازنده موجود در منطقه که خود بخشی از فرایند متاسوماتیسم می‌باشند، از مگنتیت و هماتیت تشکیل شده‌اند.



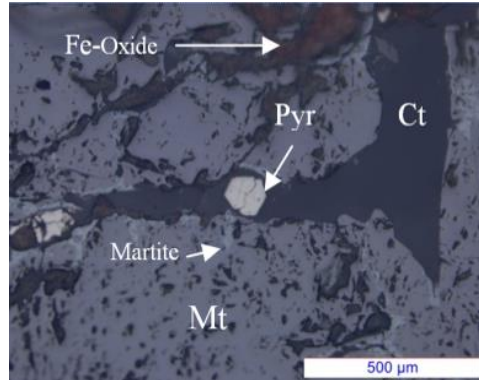
شکل ۳-۱۵- تصویر میکروسکوپی رگه مگنتیتی در سنگ آندزیتی که مجدد برشی شده و توسط سیال کلسیتی در بر گرفته شده است (به حضور کلسیت که در نور پلاریزه متقاطع مشخص است توجه نمایید).

مگنتیت

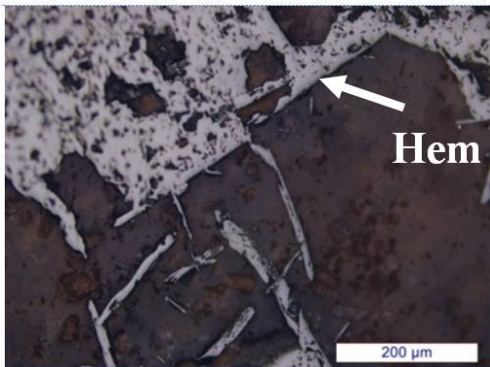
مگنتیت در مقاطع صیقلی با رنگ سفید مایل به خاکستری مشخص می‌گردد و در نور پلاریزه متقاطع دارای ایزوتروپی کامل می‌باشند. مگنتیت‌ها غالباً به صورت توده‌ای هستند. بر اثر عوامل بعدی از جمله هوازدگی، تبدیل شدگی موضعی مگنتیت به هماتیت (مارتیتی شدن) و تبدیل مگنتیت به هیدروکسیدهای آهن از جمله گوتیت و لیمونیت مشاهده می‌شود. هماتیت به صورت مناطق دارای رنگ سفیدتر نسبت به مگنتیت و با دارا بودن ایزوتروپی مشخص می‌گردد.



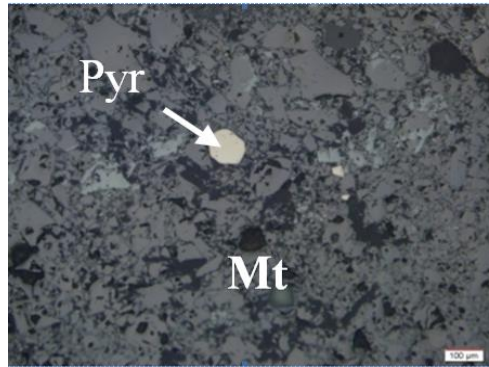
ب- تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده تشکیل پیریت به صورت لایه‌ای در درون مگنتیت. این پدیده معرف آنست که پیریت هم‌زمان با مگنتیت تشکیل شده است. مارتیتی شدن ضعیفی نیز در این نمونه سنگ مشاهده می‌شود (در نور منعکسه، PPL).



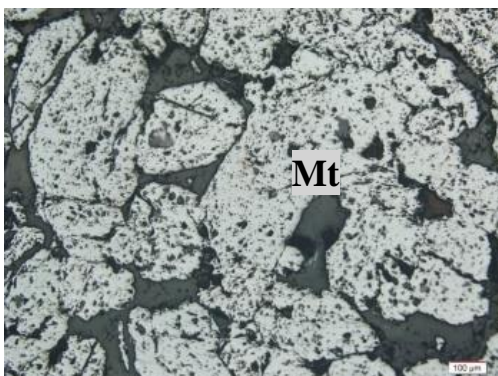
الف- تصویری از حضور دانه‌های ریز پیریت در راستای یک شکستگی. این پدیده معرف تشکیل پیریت پس از مگنتیت و هماتیت می‌باشد. شواهد ماکروسکوپی نیز این موضوع را تأیید می‌کند (در نور منعکسه، PPL).



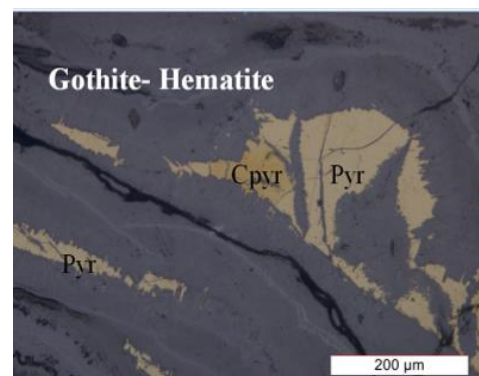
ت- تصویر از حضور هماتیت به صورت شکل‌دار و تیغه‌ای (در نور منعکسه، PPL).



پ- تصویر از حضور دانه‌های پیریت به صورت ادخال در مگنتیت و مقادیر کمی مارتیت همراه با مگنتیت (در نور منعکسه، PPL)

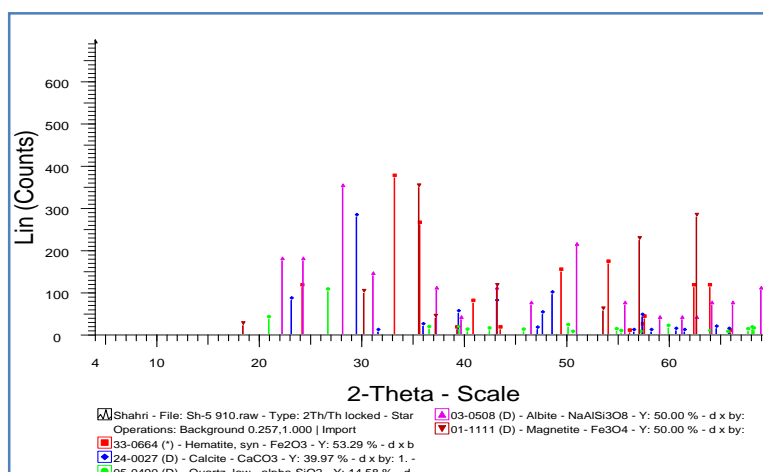


ج- تصویر از دانه‌های مگنتیت به صورت شکل‌دار و تجمعی (در نور منعکسه، PPL).



ث- تصویری از کانه‌زایی کالکوپیریت همراه با کانه‌زایی آهن. در این تصویر به برشی شدن کالکوپیریت و تبدیل آن به هماتیت و گوتیت توجه نمایید (در نور منعکسه، PPL).

شکل ۳-۱۶- تصاویری از کانی‌شناسی کانه‌های تشکیل شده در منطقه.

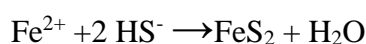


شکل ۳-۱۷- نمودار XRD نشان دهنده پارائز مگنتیت، هماتیت، کلسیت و کوارتز.

گویت دارای رنگ خاکستری اندکی تیره می باشد و در حاشیه مگنتیت ها یافت می شود.

پیریت

برخی از توده های مگنتیتی توسط رگه هایی از پیریت قطع شده اند. بعضی از توده های مگنتیتی نیز حاوی رگه ها و رگچه هایی هستند که در آن ها بلورهای شکلدار پیریت به وضوح مشاهده می شوند. این پدیده نشان می دهد که این دسته از پیریت ها بعد از تبلور مگنتیت تشکیل شده اند. تعدادی از بلورهای پیریت نیز در مقاطع صیقلی یافت می شوند که به طور کامل توسط مگنتیت در بر گرفته شده اند. این نوع پیریت ها معرف آنند که پیریت قبل از مگنتیت تشکیل شده است. مقدار اندکی عنصر گوگرد به علت شعاع اتمی زیاد در سیال باقی می ماند. این عنصر با آهن واکنش می دهد و در انتها به صورت پیریت و به همراه کلسیت متبلور می گردد. در واقع دو نسل پیریت تشکیل گردیده است. واکنش تشکیل پیریت در زیر می باشد:



کالکوپیریت

همراه برخی از کنسارها و اندیس های آهن منطقه، مقادیر اندکی کالکوپیریت یافت می شود. حضور کالکوپیریت همراه این مجموعه نشان می دهد که مقادیر کمی Cu در سیالات ماگمایی کنسارساز

وجود است. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی، کالکوپیریت‌ها به گوتیت دگرسان شده و با توجه به شواهد صحرایی، مقداری از کالکوپیریت‌ها به مالاکیت تبدیل شده‌اند. تبدیل شدگی کالکوپیریت به گوتیت از حالت‌های ناقص تا بسیار پیشرفته است.



گوتیت مالاکیت

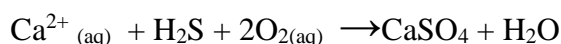
در ضمن پیریت و کالکوپیریت، به علت دارا بودن گوگرد از جمله کانی‌های مزاحم در فرایند خالص سازی صنعت فولاد سازی محسوب می‌شوند.

هماتیت

هماتیت دومین سازنده مهم کنسارهای آهن موجود در منطقه مورد مطالعه می‌باشد که در نمونه‌های دستی با عدم جذب آن‌ها توسط آهن‌ربا مشخص می‌گردد. در مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این سنگ‌ها، هماتیت غالباً با اشکال تیغه‌ای شکل مشاهده می‌شود که رنگ خاکستری بسیار روشن دارند. همان طور که در بحث سنگ‌های اسکارنی شرح داده شد، کانه‌زایی آهن بخشی از فرایند متاسوماتیسم است و در اثر جدایش آهن از ماگمای بازیک حدواسط و به مقدار کمتر از سنگ‌های گرانیتوئیدی حاصل شده‌اند. سیالات غنی از آهن که در محیط با فوگاسیته اکسیژن بالا قرار داشته‌اند، از آن‌ها هماتیت متبلور شده است. سیالاتی نیز که دارای فوگاسیته اکسیژن کمتر بوده‌اند رگه‌های مگنتیت می‌سازند. بررسی سنگ‌های باطله موجود در محدوده معدن شمال سمنان نشان می‌دهند که رگه‌هایی از کلسیت و پیریت توده‌های مگنتیتی و هماتیتی را قطع می‌کنند. پیریت به صورت ادخال در درون کلسیت‌ها یافت می‌شود. مقداری پیریت همراه مگنتیت نیز در نمونه دستی یافت می‌شود.

ژیپس

در این کانسار، می‌توان مشاهده کرد که توده‌های مگنتیتی و یا هماتیتی توسط رگه‌هایی از ژیپس‌های رشته‌ای سفید رنگ قطع شده‌اند. اکثراً ژیپس‌ها در سطوح شکستگی‌ها، درزه‌ها و گسل‌ها متمرکز گردیده‌اند. حضور ژیپس در بخش‌های هوازده و سطحی کانسار بیانگر آن است که کانی‌های سولفیدی به ویژه پیریت تحت تأثیر سیالات جوی قرار گرفته و به اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تبدیل گردیده‌اند. در نتیجه این عمل بنیان گوگرد آن‌ها آزاد شده همراه با آب موجود در محیط اسید ضعیف H₂S را ساخته است. این اسید ضعیف در هنگام چرخش همراه با سیالات محیطی، بر روی پلاژیوکلاز های سنگ میزبان تأثیر نموده و با Ca آزاد شده از آن‌ها واکنش داده است. دی اکسید گوگرد آزاد شده به شکل گازی در محلول حل شده و با CaO در محیط اطراف ژیپس تولید می‌کند که واکنش آن به صورت زیر است.

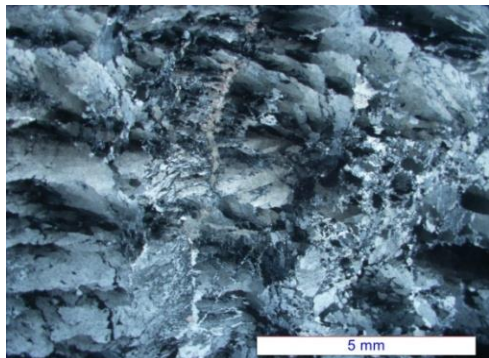


از آنجایی که ژیپس یک کانی آبدار است، حضور آب در این فرایندها امری ضروری است. از طرفی Ca ممکن است از رگه‌ها و رگچه‌های کلسیتی در منطقه تأمین گردد. شستشوی Ca از سنگ میزبان کربناته در برون اسکارن نیز اتفاق می‌افتد (Lentz, 2005).

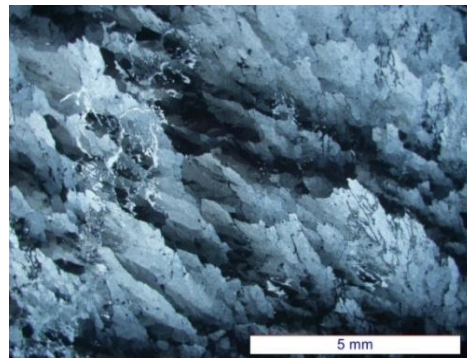
باریت

باریت از جمله کانی‌هایی است که همراه با کوارتز و کلسیت در رگه‌ها یافت می‌شود. باریم دارای شعاع اتمی زیادی است و در مراحل پایانی به همراه گوگرد در ساخت باریت شرکت کرده و به تشکیل رگه‌ها یا رگچه‌هایی از باریت در منطقه مورد مطالعه منجر شده‌است. مقاطع نازک تهیه شده از رگه های باریت نشان می‌دهند که بلورهای تیغه‌ای شکل و سفید رنگ باریت با ساخت گلبریگی در کنار هم تجمع پیدا کرده است (شکل ۳-۱۸). مقداری کوارتز متبلور همراه باریت یافت می‌شوند که نشان دهنده فقیر شدن سیال از باریم و غنی شدن آن از سیلیسیم می‌باشد. رگه‌های کوچکی از کوارتز که

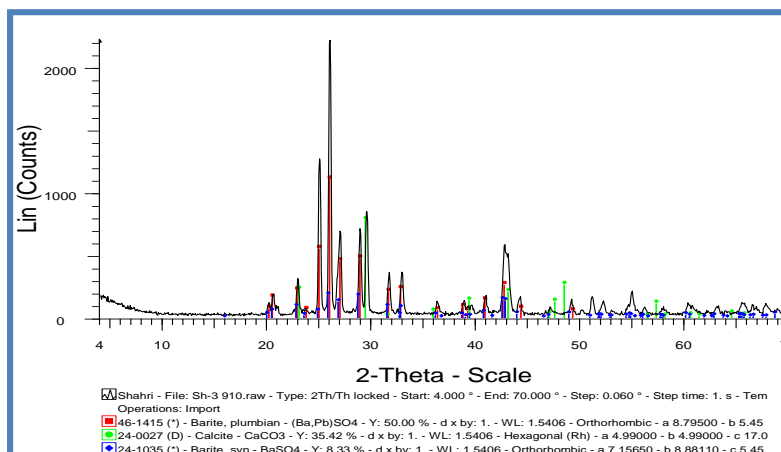
حاوی ریزبلورهای از کوارتز می‌باشند. بلورهای تیغه‌ای شکل باریت را قطع کرده‌اند. این امر نشان می‌دهد که پس از تشکیل رگه‌های باریت منطقه تحت تأثیر تنش قرار گرفته است. در نتیجه آخرین باقیمانده سیالات که حاوی SiO_2 می‌باشند به درون شکستگی‌ها راه یافته‌اند.



ب- تجمعی از بلورهای باریت، کوارتز که برشی شده‌اند و حضور کلسیت به صورت رگه‌ای در سنگ



الف- تصویری از بلورهای گلبه‌گی شکل باریت به همراه رگه‌هایی از کوارتز



شکل ۳-۱۸- تصاویر میکروسکوپی از باریت به همراه کانی‌های همراه آن و آنالیز XRD گرفته شده.

اکسیدهای آهن و منگنز

معمولاً سیالات حاوی اکسیدهای آهن و منگنز به سمت سطح زمین که حرکت می‌کنند، توده‌های سنگی متخلخل و غنی از اکسیدهای آهن و منگنز را تشکیل می‌دهند که دارای تنوع بافتی بسیار زیبا شامل رگه‌ای، گل کلمی، توده‌ای، قشری و متحدالمرکز می‌باشند. سیالات حاوی اکسیدهای آهن و منگنز با مقادیری سیلیس همراه می‌باشند، لذا توده‌های آهن و منگنز چون توسط قشری از کوارتزهای میکروکریستالین به هم پیوند داده شده‌اند از استحکام بیشتری برخوردارند.

در این مطالعه، توالی پاراژنتیک در دو کانسار زرتول و آهن شمال سمنان مورد بررسی قرار گرفته‌اند (جدول ۳-۴). بررسی مقاطع صیقلی تهیه شده از معدن آهن زرتول نشان می‌دهند که این کانسار بیشتر از نوع مگنتیتی است و مقدار کلسیت و فراورده‌های ثانویه نظیر مارتیت، ژیپس و لیمونیت بسیار کمتر می‌باشند. ولی نکته حائز اهمیت آن است که رگه‌هایی از گارنتیت، به فراوانی در مجاورت این معدن سنگ‌های میزبان را قطع می‌کنند. یا در برخی موارد گارنت در رگه‌ها و رگچه‌ها یافت می‌شود که معرف تشکیل آن در طی فرایندی تراوشی- گرمایی می‌باشد.

جدول ۳-۴- روابط پاراژنتیکی کانی‌ها در درون اسکارن‌ها.

	PEROGRADE STAGE	RETROGRADE STAGE	
	Fe-rich infiltration stage (Fe,Ca,Na,Cl,S-rich fluids)	Hydrous silicate minerals and sulphide ores	Post Mineralization
	Zartul iron Skarn		
Magnetite	_____		
Martite	_____		
Pyrite	_____	_____	
Andradite	_____		
Calcite		_____	
Barite			_____
Limonite			_____
	North of Semnan iron Skarn		
Magnetite	_____		
Hematite	_____		
Pyrite	_____	_____	
Chalcopyrite		_____	
Gothite			_____
Mn Oxide		_____	
Malachite			_____
Chlorite			_____
Calcite		_____	
Quartz		_____	

فصل چهارم

تفسیر نتایج حاصل از آنالیز میکروپروب برخی از
کانی‌های بارز و ژئوترموبارومتری اسکارنها
با استفاده از آنها

۴-۱- مقدمه

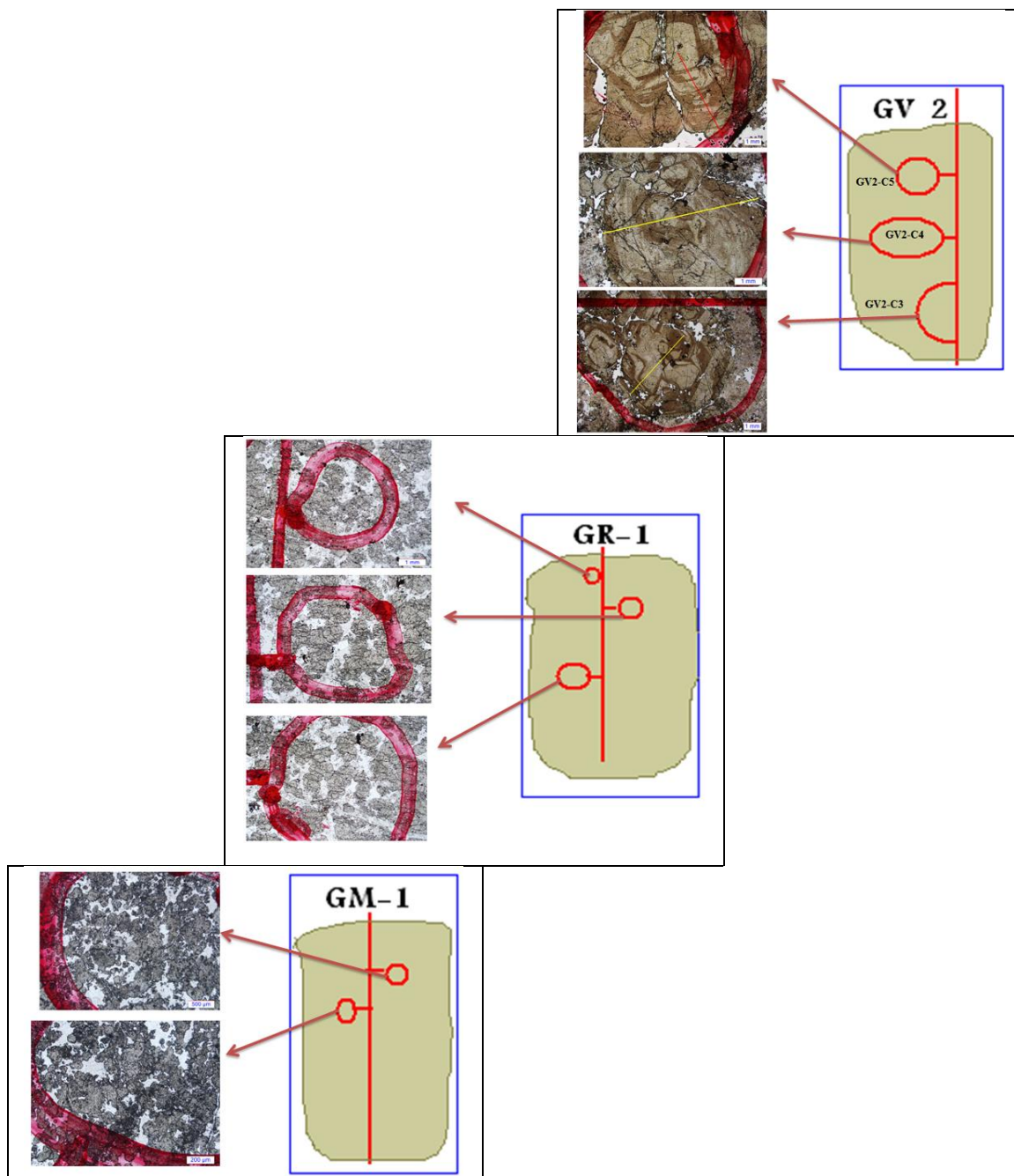
علاوه بر مشاهدات صحرایی و پتروگرافی برای اطمینان حاصل کردن از صحت مطالعات انجام شده تعدادی نمونه به روش XRD مورد بررسی قرار گرفت که مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی را تأیید می‌کند. با این وجود به نظر رسید که انجام آنالیز میکروپروب ما را در شناخت دقیق و مطمئن کانی‌های سازنده و شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارن‌های منطقه کمک نماید. در ضمن اسکارن‌ها جایگاه عناصر با ارزش و کانی‌های کمیاب و جالب توجهی هستند که می‌توانند درباره شرایط دگرگونی و نوع سیالات دگرگونی اطلاعات ارزشمندی در اختیار ما قرار دهند. نمونه‌های انتخاب شده جهت آنالیز میکروپروب، به گارنت اسکارن‌ها و اسکاپولیت- دیوپسید اسکارن‌ها تعلق دارند.

۴-۲- آنالیز میکروپروب برخی از کانی‌های سازنده اسکارن‌ها

۴-۲-۱- گارنت

به روش نقطه‌ای و خطی تعدادی از گارنت‌های متعلق به اسکارن‌های مناطق مختلف در آزمایشگاه Geller کانادا مورد آنالیز میکروپروب (EMPA)^۱ قرار گرفته است. در جدول‌های ۴-۱ تا ۴-۴ نتایج آنالیز نقطه‌ای گارنت‌ها ارائه شده است. آنالیز انجام شده شامل ۱۴۳ نقطه می‌باشد که بر روی چند دانه گارنت انتخاب شده از پاراژنرها در سنگ‌های مختلف صورت گرفته است. آنالیز میکروپروب گارنت‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها دارای تغییرات ترکیبی زیادی در مقیاس اندازه دانه‌ها می‌باشند، برخی از این تغییرات به صورت نمودار تغییرات درصد مولی آندرادیت و گروسولار ترسیم و تفسیر شده‌اند. مقدار درصد مولی دیگر اعضای گروه گارنت نظیر آلماندین، اسپسارتین و پیروپ در مجموع کمتر از ۲ درصد می‌باشد و لذا در نام‌گذاری گارنت‌های مورد مطالعه نقش خاصی ایفا نمی‌کنند (جدول ۴-۵). روش به کار برده شده برای تهیه مقاطع نازک- صیقلی در صفحه بعدی نشان داده شده است.

1. Electron Microprobe Point Analysis



شکل ۴-۱- طرح کلی مناطق انتخاب و نامگذاری شده جهت انجام آنالیز میکروپروب در گارنتها (که به صورت مقطع نازک صیقلی برای آنالیز به روش میکروپروب آماده‌سازی شده‌اند).

جدول ۴-۱- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه گارنت متعلق به اسکارن‌های موجود در حاشیه جنوب غرب معدن آهن زرتول.

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
GMI C1	35.51	0.1796	4.5	21.41	31.94	0.0989	0.1368	0.0698	0.0096	0	93.86
	34.98	0.0031	0.8085	26.16	32.97	0.0626	0.3411	0.0214	0.0019	0	95.34
	35.46	0	3.64	22.81	33.16	0.0016	0.0619	0.0259	0	0	95.15
	36.22	0.6828	5.14	20.93	33.46	0.1407	0.1198	0.0946	0.0162	0.046	96.84
	36.18	0.2858	6.9	19.21	33.68	0.0541	0.2504	0.0641	0.0017	0.0269	96.66
36.16	0.0066	1.8764	24.27	32.25	0.387	0.3975	0.015	0	0	95.36	
GMI C2	36.18	0.5816	4.94	21.56	33.45	0.1157	0.1086	0.1453	0	0.0082	97.09
	35.2	0.0078	1.3632	26	33.5	0.0016	0.0342	0.0201	0.001	0.0056	96.13
	35.99	0.5021	4.42	22.12	33.17	0.1015	0.1038	0.0744	0	0.0218	96.51
	36.3	0.553	4.93	22.01	33.49	0.1279	0.1094	0.0797	0	0.0271	97.62
	35.25	0	0.1219	27.5	33.01	0.0886	0.4173	0.0248	0	0.0027	96.42
	35.48	0	1.9446	25.41	33.41	0.0029	0.0355	0.0138	0	0.0089	96.31
	35.27	0.5644	4.68	21.76	33.44	0.1024	0.1099	0.0722	0.0049	0.0171	96.02
34.55	0.0036	1.7535	25.34	33.16	0.0088	0.0403	0.0211	0	0	94.88	
GMI C3	34.58	0	0	27.88	33.43	0.0638	0	0.0167	0	0.0013	95.97
	34.88	0.1118	4.98	21.88	33.71	0.0552	0.121	0.048	0	0.0202	95.8
	35.64	0	0.0066	28.03	33.26	0.0737	0	0.0085	0.0003	0.0144	97.04
	36.19	0.165	3.74	23.55	33.87	0.072	0.0168	0.0347	0.0013	0	97.64
	36.62	0.4407	4.48	22.62	33.76	0.0923	0.1209	0.0686	0.0109	0.0394	98.25
	36.62	0.2011	5.32	21.44	34.19	0.0846	0.0318	0.0371	0	0.0424	97.97

جدول ۴-۲- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه گارنت متعلق به اسکارن‌های گارنت‌دار شمال شرق نوکه.

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
GRI C1	35.29	0.1131	4.25	21.18	31.64	0.0886	0.0756	0.1632	0.0558	0.006	92.85
	36.41	0.1326	4.27	22.61	32.44	0.1066	0.0813	0.1788	0.035	0.0036	96.27
	35.36	0	0.0438	26.84	31.77	0.0329	0	0.0238	0.0105	0.0122	94.11
	36.16	0.1535	4.63	22.12	32.85	0.0917	0.0736	0.1547	0	0.0221	96.25
	35.42	0.0306	1.8039	25.66	32.85	0.0228	0.0299	0.0305	0	0	95.85
GRI C2	36.38	0.079	5.68	21.11	32.74	0.1023	0.0983	0.1337	0.001	0	96.33
	35.76	0.2143	4.53	22.55	32.83	0.1126	0.0901	0.1891	0.0182	0.0186	96.32
	35.65	0.1584	4.13	22.66	32.85	0.101	0.074	0.1626	0.0175	0.0104	95.83
	35.18	0.0241	1.734	25.9	33.11	0.0278	0.0138	0.044	0	0.0047	96.04
	36.32	0.1461	5.21	21.87	33	0.094	0.0714	0.1595	0.003	0	96.88
35.35	0.0307	1.5163	25.83	32.73	0.1098	0.0198	0.029	0.0094	0.012	95.64	
GRI C3	36.27	0.5817	4.71	21.76	32.67	0.1476	0.0758	0.2707	0.0091	0.0158	96.55
	35.75	0	1.1663	26.33	32.68	0.0236	0	0.0408	0	0.0162	96
	35.29	0.2621	4.5	21.98	32.7	0.0934	0.083	0.2249	0.0069	0.0154	95.16
	35.48	0.1146	4.65	22.13	32.53	0.1009	0.085	0.1698	0.0092	0.009	95.29
	34.47	0	0.15	27.7	32.21	0.0329	0	0.0214	0	0	94.58

جدول ۴-۳- نتایج آنالیز میکروپروب دیگری از نمونه گارنت‌های متعلق به اسکارن‌های گارنت‌دار شمال شرق نوکه.

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
GR2 C2	36.37	0.0598	5.54	21.49	33.64	0.0828	0.0895	0.1718	0.0163	0.0086	97.46
	36.77	0.3171	4.84	22.55	34.1	0.0888	0.0682	0.2077	0.0099	0.0307	98.97

جدول ۴-۴- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه‌های گارنت متعلق به رگه‌های حاوی گارنت و کلسیت. لازم به ذکر است که کلسیت‌ها در مراحل بعد تشکیل شده‌اند.

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
Core	36.33	2.012	5.34	20.5	33.23	0.2961	0.1021	0.2051	0.0119	0.0824	98.13
	36.33	1.7783	5.49	20.36	33.48	0.2487	0.1066	0.2195	0	0.0566	98.08
	36.26	1.8463	5.33	20.39	33.64	0.2774	0.0791	0.2096	0	0.0558	98.1
	34.93	1.8178	4.85	20.47	32.09	0.2468	0.1015	0.2067	0.0009	0.0357	94.77
	36.01	1.8575	5.19	20.56	33.53	0.2676	0.09	0.2208	0.0125	0.0262	97.78
	36.44	1.927	5.15	20.75	33.4	0.2806	0.0949	0.2097	0	0.0551	98.32
	35.56	1.9344	4.94	20.55	32.88	0.286	0.0855	0.2254	0.013	0.0436	96.53
GV1 C4	36.49	1.7812	5.1	21.04	33.27	0.2778	0.0975	0.2195	0	0.0167	98.3
	36.06	2.13	4.88	21.21	33.49	0.2838	0.1022	0.2325	0	0.0635	98.49
	43.68	0.0039	23.36	1.5059	26.51	0	0	0.0954	0	0	95.16
	35.53	2.3102	4.53	21.34	33.44	0.3147	0.0971	0.2218	0	0.0453	97.83
	36.23	2.0681	4.95	20.89	32.94	0.2892	0.098	0.2113	0	0.0366	97.71
	36.87	0.8092	5.34	21.42	33.36	0.1753	0.1021	0.1366	0.0017	0	98.21
	36.55	0.2624	5.17	21.84	33.57	0.1082	0.0717	0.1204	0	0.011	97.71
	37.02	0.435	5.69	21.29	33.45	0.1599	0.1028	0.1133	0.0057	0	98.26
	40.42	0.2291	13.27	12.43	30.06	0.0675	0.0597	0.095	0	0	96.64
	36.13	0.5367	5.75	20.26	32.41	0.1533	0.0988	0.113	0.0135	0.0154	95.49
	36.93	0.5244	5.92	20.79	33.31	0.1479	0.1032	0.123	0	0.0186	97.86
	36.63	0.8474	5.82	20.55	33.39	0.1859	0.1191	0.1353	0	0	97.68
	36.99	0.9223	5.93	20.51	33.61	0.1898	0.1125	0.1287	0	0.0035	98.4
	36.28	0.7915	5.44	21.07	33.43	0.1751	0.1088	0.1387	0.008	0.0159	97.46
36.53	0.6271	6.04	19.92	32.62	0.1656	0.1086	0.1175	0.0071	0.0142	96.15	
37.82	0.0535	10.4	15.38	34.67	0.0257	0.1486	0.0485	0.0087	0.0026	98.55	

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
GV2 C1	35.31	0	0.7751	27.14	32.39	0.0852	0.0811	0.0182	0	0	95.8
	35.34	0.063	0.6908	27.13	32.19	0.0605	0.0686	0.0242	0	0	95.57
	35.29	0.0025	0.1313	28.09	32.24	0.0712	0.0635	0.0354	0	0	95.92
	36.72	0.0368	6.79	19.76	33.53	0.0367	0.1452	0.0351	0	0	97.06
	35.26	2.1124	4.45	21.57	32.39	0.0937	0.1309	0.1538	0.038	0.054	96.26
	37.81	0.028	13.66	12.03	33.89	0.0619	0.2926	0.03	0	0	97.79
	37.54	0	12.81	12.87	33.95	0.0237	0.2383	0.0131	0	0	97.45

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
GV2 C3 Core	36.25	0.8269	7.72	17.51	32.52	0.104	0.167	0.0717	0	0.0136	95.18
	34.88	0.1955	1.4962	26.16	32.08	0.069	0.0664	0.0386	0.0015	0.0016	94.99
	34.51	3.13	3.41	21.19	31.7	0.1334	0.0956	0.2049	0.0531	0.0359	94.46
	34.58	3.15	3.96	21.02	32.4	0.1376	0.1267	0.1791	0.06	0.0567	95.67
	34.88	2.9943	4.03	21.5	32.82	0.1454	0.1081	0.1743	0.0232	0.0341	96.7
	35.26	3.07	3.93	21.54	32.86	0.1342	0.1146	0.1923	0.0434	0.0317	97.18
	33.45	3.09	3.11	21.72	31.97	0.1609	0.1045	0.1993	0.0212	0.0278	93.85
	34.42	3.27	2.9855	22.32	32.69	0.1536	0.0791	0.2142	0.0411	0.024	96.2
	34.2	3.13	2.9232	22.71	32.47	0.1286	0.1037	0.1942	0.0442	0.0378	95.95
	35.04	3.42	3.27	22.23	33.3	0.1893	0.119	0.2015	0.0566	0.0393	97.87
	33.59	3.51	3.52	21.1	31.28	0.1278	0.1159	0.2028	0.1142	0.0939	93.65
	36.48	0.3317	7.45	19.41	33.14	0.0783	0.1654	0.0422	0	0.0004	97.09
	36.34	0.372	6.38	20.53	33.29	0.0879	0.1484	0.0429	0	0.0104	97.19
	35.33	0.0803	3.79	23.5	32.42	0.0469	0.1072	0.0373	0.0102	0.0074	95.33
34.36	0	0.0223	27.94	31.66	0.0737	0.0515	0.0308	0	0.0024	94.15	
34.46	0.0015	0.0141	28.06	32.01	0.092	0.0611	0.0295	0	0	94.73	
34.83	0.0097	0.0052	27.97	31.87	0.0649	0.0707	0.0151	0.0075	0	94.85	
34.22	0.0283	0.041	27.93	31.74	0.0409	0.0706	0.0163	0	0.0099	94.09	
34.31	0.0845	0.3584	27.5	31.98	0.0582	0.054	0.0297	0.0005	0.0052	94.38	
35.15	0.0698	0.4306	27.38	31.92	0.0516	0.0431	0.0472	0	0	95.09	
Rim	35.23	2.4112	6.3	19.24	32.94	0.113	0.1518	0.142	0.0206	0.0184	96.56
	33.85	3.15	3.15	21.99	32.14	0.1197	0.1093	0.1885	0.1218	0.0918	94.91
	34.27	2.6868	3.29	22.12	31.91	0.1164	0.1136	0.1734	0.0774	0.0857	94.85
	34.67	2.5508	4.18	21.87	32.64	0.1264	0.1321	0.1648	0.0714	0.0601	96.46
	34.64	2.603	3.74	22.27	32.62	0.141	0.1125	0.1781	0.114	0.1046	96.52

ادامه جداول ۴-۴

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
Rim	34.83	1.2371	2.8751	23.91	32.55	0.0941	0.092	0.1648	0.0405	0.0286	95.83
	35.07	2.5439	4.25	21.79	33	0.1254	0.1124	0.1622	0.0265	0.0383	97.12
	36.24	0.0881	0.4116	27.18	32.04	0.0736	0.0548	0.0409	0.0011	0	96.14
	34.81	1.444	7.14	17.34	31.86	0.0812	0.1996	0.1078	0.0034	0.0184	93
	36.66	1.628	8.55	17.41	33.91	0.0942	0.2176	0.1032	0.0057	0.022	98.61
	36.87	1.1193	8.52	18.12	33.4	0.1069	0.2015	0.0943	0.0146	0.0037	98.44
	36.19	1.6476	6.97	19.19	33.39	0.0988	0.1668	0.1207	0.0067	0.0179	97.8
	35.07	2.7723	5.71	19.75	32.73	0.1292	0.1599	0.1778	0.0154	0.0134	96.52
	35.27	2.8829	4.16	21.36	32.79	0.1181	0.1397	0.2077	0.0509	0.0549	97.04
	35.2	2.2599	4.81	21.41	33.14	0.0994	0.1277	0.1769	0.0071	0.015	97.25
GV2 C4 Core	35.45	0.019	0.4574	27.66	32.49	0.039	0.052	0.0206	0	0.0017	96.19
	35.54	0.0228	0.0177	28.62	32.51	0.0372	0.039	0.0222	0.0006	0	96.81
	35.71	0.0055	0.7249	27.44	32.27	0.0405	0.0539	0.0375	0	0	96.28
	35.37	0.2022	0.9603	27.39	32.26	0.1103	0.1001	0.0386	0.0008	0	96.43
	36.22	2.8115	4.88	20.93	33.12	0.1325	0.1359	0.1797	0.007	0.0258	98.44
	35.52	3.16	4.58	21.06	33.02	0.1462	0.1389	0.1859	0.1048	0.0713	97.97
	35.89	2.8709	4.47	21.48	33.27	0.1382	0.1295	0.2042	0.0333	0.0458	98.53
	35.44	2.9413	4.62	21.39	33.11	0.1476	0.1378	0.1772	0.0462	0.0461	98.06
	35.32	1.4521	3.1	24.27	32.69	0.0895	0.096	0.1026	0.004	0.0148	97.14
	35.8	0.1414	0.6184	27.57	32.55	0.0755	0.0549	0.0467	0	0.001	96.86
Rim	34.68	1.8689	6.68	18.91	32.82	0.1251	0.2017	0.1142	0.0002	0.0044	95.41
	36.19	2.4219	7.4	18.31	32.56	0.1328	0.1911	0.1526	0.0345	0.041	97.43
	35.79	2.8436	6.78	18.67	33.58	0.1158	0.1774	0.1806	0.049	0.0502	98.23
	36.19	2.6334	6.77	18.82	33.44	0.1404	0.1709	0.1568	0.0233	0.0126	98.37
	35.63	3.36	6.21	18.96	33.11	0.1136	0.1707	0.1957	0.0835	0.0744	97.9
	35.61	3.17	5.16	20.8	33.23	0.1256	0.145	0.1987	0.069	0.063	98.58
	34.8	2.5366	3.83	20.78	31.53	0.175	0.121	0.1742	0.0895	0.0683	94.1
	35.64	2.634	3.95	22.19	33.01	0.1461	0.1264	0.1837	0.0796	0.0724	98.04
	35.2	0.0174	0.0691	28.13	32.68	0.039	0.0624	0.0268	0	0	96.22
	37.09	0.4039	10.38	15.57	34.06	0.059	0.2364	0.0552	0.0052	0	97.86

Label	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	CaO	MgO	MnO	V2O3	Cr2O3	ZrO2	Total
Core	35.95	0.0138	3.04	24.68	33.09	0.0899	0.1042	0.0532	0	0.0012	97.03
	34.95	0.1343	0.7185	27.18	32.41	0.1464	0.0963	0.0745	0	0	95.7
	35.68	0.7864	1.3151	25.72	31.83	0.1304	0.1059	0.0656	0.0118	0.0009	95.64
	34.95	0.0222	0.232	27.47	32.17	0.092	0.067	0.0594	0.0084	0.0212	95.1
	36.09	3.81	2.8234	21.64	32.16	0.1438	0.1011	0.203	0.2654	0.1107	97.34
	35.56	0.0078	0.0112	28.09	32.28	0.0596	0.056	0.0259	0	0.0012	96.09
	34.75	3.47	3.83	21.16	33.04	0.1518	0.1251	0.2039	0.0936	0.094	96.93
	35.44	0	0.0067	28.1	32.53	0.0896	0.0763	0.0281	0.0032	0	96.27
	35.19	2.6808	4.58	20.8	32.4	0.1254	0.1434	0.1586	0.0263	0.0362	96.15
	35.39	2.0292	5.85	18.44	31.16	0.1035	0.1542	0.1256	0.0737	0.0273	93.36
GV2 C5	36.11	0.6643	5.76	20.57	32.72	0.0809	0.1543	0.0615	0	0	96.12
	34.97	0.0031	0.0432	28.12	32.64	0.0415	0.0277	0.026	0	0	95.88
	35.67	3.18	5.98	19.75	33.52	0.1308	0.1866	0.1775	0.0603	0.0451	98.71
	37.05	0.51	8.48	18.14	33.51	0.0698	0.2011	0.0633	0.006	0	98.03
	36.69	2.0565	7.66	17.57	33.2	0.0848	0.1967	0.1377	0.0451	0.0567	97.7
	34.9	2.541	5.97	19.22	32.84	0.1274	0.1482	0.167	0.0728	0.0436	96.02
	36	0.632	2.9569	24.43	32.96	0.0851	0.1152	0.0735	0.0057	0	97.26
	35.77	2.3089	4.16	21.63	32.73	0.1127	0.1221	0.1526	0.0813	0.0596	97.12
	35.49	1.3133	4.94	21.77	33.12	0.0709	0.1322	0.0898	0.0092	0.0313	96.97
	37.3	0.5696	9.96	16.21	33.86	0.0935	0.2403	0.0437	0	0.0128	98.29

جدول ۴-۵- درصدهای مولی محاسبه شده آندرادیت، پیرالسپیت و گروسولار برای گارنت‌های آنالیز شده متعلق به نمونه‌های مورد مطالعه.

Serial#	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
ID#	GM1 C3						GM1 C2													
Andradite%	100	71.50	99.96	78.05	73.85	69.55	71.02	91.62	73.7	71.31	99.23	88.13	72.5	89.23	72.38	94	78.05	69.75	61.03	88.10
Grossular%	0	27.91	0	21.55	25.35	29.96	28.10	8.27	25.49	27.76	0	11.75	26.61	10.61	26.71	3.72	21.76	29.22	38.03	8.62
Pyralspite%	0	0.60	0.04	0.40	0.79	0.50	0.88	0.11	0.81	0.93	0.77	0.12	0.81	0.16	0.91	1.36	0.19	1.04	0.94	3.28

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
ID#	GV1 C4																						
Andradite%	44.93	64.28	68.38	65.73	66.21	65.77	65.78	24.89	67.21	70.09	68.83	70.15	72.93	18.63	71.06	69.71	70.17	69.39	69.29	70.18	68.55	67.65	68.25
Grossular%	54.58	34.59	30.46	33.03	32.55	33.22	33.17	74.62	31.73	29.18	30.03	28.09	25.21	81.37	27.23	28.62	28.13	28.94	29.12	28.24	29.85	30.82	29.97
Pyralspite%	0.49	1.13	1.16	1.24	1.24	1.01	1.05	0.48	1.06	0.73	1.15	1.75	1.86	0	1.71	1.67	1.70	1.68	1.59	1.58	1.6	1.5	1.78

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
ID#	GV2 C4																						
Andradite%	82.27	74.19	97.32	57.20	52.74	52.97	60.14	65.74	74.23	71.30	97.10	99.89	95.41	93.99	70.38	72.00	81.12	96.10	62.91	69.10	75.81	99.56	44.81
Grossular%	16.97	24.84	2.11	41.81	46.24	46.00	38.93	33.15	24.73	27.83	2.53	0	4.21	5.13	28.55	26.84	18.14	3.33	36.03	29.85	23.07	0.04	54.33
Pyralspite%	0.76	0.97	0.58	0.98	1.02	1.03	0.93	1.11	1.03	0.87	0.37	0.11	0.38	0.88	1.07	1.16	0.74	0.57	1.06	1.05	1.13	0.40	0.87

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
ID#	GV2 C1												
Andradite%	66.83	73.26	75.33	89.38	69.61	90.55	95.11	95.60	99.16	61.54	72.71	30.67	34.13
Grossular%	32.39	25.93	23.95	10.44	29.73	8.82	4.19	3.87	0.26	37.90	26.42	68.36	65.18
Pyralspite%	0.78	0.82	0.72	0.18	0.66	0.64	0.70	0.53	0.58	0.57	0.87	0.98	0.69

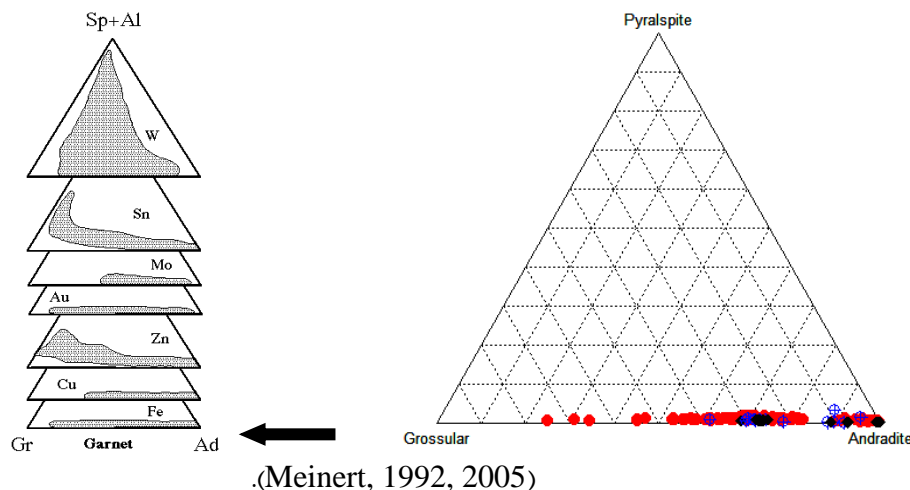
ادامه جدول ۵-۴

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
ID#	GV2 C3																				
Andradite%	55.14	90.60	77.70	75.01	75.07	75.53	79.98	81.03	81.46	79.62	76.94	58.25	63.71	77.24	99.86	97.71	62.87	79.83	78.97	74.47	76.93
Grossular%	43.88	8.83	21.27	23.87	23.85	23.42	18.83	17.91	17.53	19.03	21.99	40.94	35.47	22.22	0	1.81	36.14	19.19	20.05	24.49	22.01
Pyralspite%	0.97	0.57	1.04	1.12	1.08	1.05	1.20	1.06	1.00	1.35	1.07	0.81	0.83	0.55	0.14	0.48	0.99	0.98	0.98	1.04	1.07

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
ID#	GV2 C5																				
Andradite%	81.82	95.48	91.49	98.51	81.10	99.93	76.06	99.96	71.61	62.95	66.09	99.73	64.86	53.30	55.60	64.38	82.05	74.30	70.92	46.54	
Grossular%	17.43	3.45	7.47	0.79	17.76	0	22.76	0	27.31	36.03	33.07	0	33.97	45.84	43.43	34.56	17.18	24.76	28.36	52.42	
Pyralspite%	0.75	1.07	1.04	0.70	1.14	0.07	1.17	0.04	1.08	1.02	0.84	0.27	1.17	0.85	0.96	1.06	0.77	0.95	0.72	1.04	

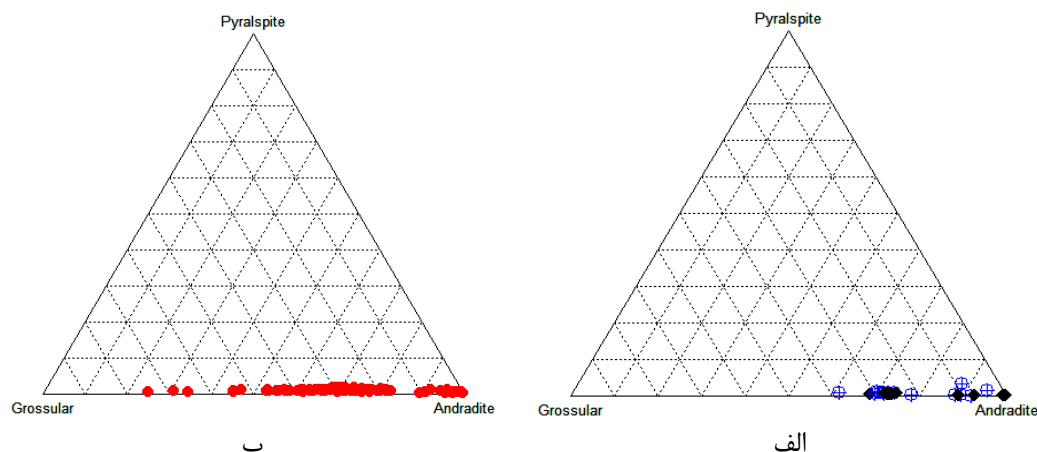
Serial#	1	2	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
ID#	GR2 C2		GR2 C1					GR2 C3				
Andradite%	68.31	68.31	73.39	74.21	99.71	72.47	88.84	71.73	92.64	73.14	72.35	99.04
Grossular%	31.05	31.05	25.92	25.01	0.11	26.86	10.95	27.30	7.23	26.15	26.90	0.78
Pyralspite%	0.64	0.64	0.69	0.78	0.18	0.67	0.21	0.96	0.13	0.71	0.75	0.18

گارنت‌های نزدیک به محل حضور کانی‌های آهن‌دار یا اندیس‌های آهن، دارای ترکیب غنی‌تر از آندرادیت می‌باشند و دارای رنگ قهوه‌ای‌تر هستند. به عنوان مثال در غرب معدن آهن زرتول در مقیاسی وسیع (صدها متر مربع)، توده‌های متراکم گارنت‌های قهوه‌ای آندرادیتی به وفور یافت می‌شوند. آنالیز صورت گرفته بر روی این گارنت‌ها، این امر را تأیید می‌کنند. به عنوان مثال نمونه گارنت GM که از یک نمونه گارنتیت اطراف معدن آهن شمال سمنان برداشت شده است، دارای ۶۰ تا ۱۰۰ درصد آندرادیت می‌باشد. نمونه گارنت GR که در اطراف روستای نوکه یافت شده است نیز دارای درصد آندرادیت بالا (آندرادیت ۶۸ تا ۱۰۰ درصد) می‌باشد.



شکل ۴-۲- موقعیت ترکیبی گارنت‌های آنالیز شده بر روی نمودار مثلثی گروسولار- پیرالسپیت- آندرادیت و مقایسه آن با دامنه ترکیبی اسکارن‌های مرتبط با کانسارهای فلزی مختلف. همان طور که می‌بینید، ترکیب گارنت‌های مورد مطالعه با ترکیب گارنت‌های مرتبط با کانسارهای آهن شباهت بسیار نزدیکی نشان می‌دهند.

گارنت‌های نمونه GV درشت‌تر هستند و نوسانات ترکیبی زیادتری نسبت به گارنت‌های GM و GR نشان می‌دهند. این تغییرات در درشت‌ترین گارنت برابر تغییرات آندرادیت از ۳۴ تا ۹۹ درصد تجلی پیدا کرده است (شکل ۴-۴).



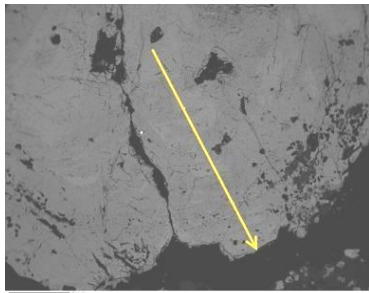
شکل ۳-۴- تغییرات ترکیبی گارنت‌های دانه‌ریز (GM و GR) در شکل الف و دانه‌درشت (GV) در دو اسکارن مختلف (به وجود ترکیبات گروسولار در گارنت‌های درشت دانه توجه فرمایید).
 شکل ۳-۴- تغییرات ترکیبی گارنت‌های دانه‌ریز (GM و GR) و دانه‌درشت (GV) در دو اسکارن مختلف.

ترکیب گارنت‌ها با نوسانات مکرری همراه هستند که در واقع معرّف نوسان ترکیبات سیالات سازنده این نوع گارنت‌ها می‌باشند. تصاویر تهیه شده توسط میکروسکوپ الکترونی نیز این موضوع را تأیید می‌کند. در مقاطع میکروسکوپی و در نور پلاریزه عادی، رنگ قهوه‌ای تر معرّف درصد مولی آندرادیت بیشتر است. همان طور که در شکل ۴-۴ مشاهده می‌شود، در نمونه GV2 بالاترین مقدار آندرادیت در میانه کانی و برابر ۸۱ درصد مولی است.

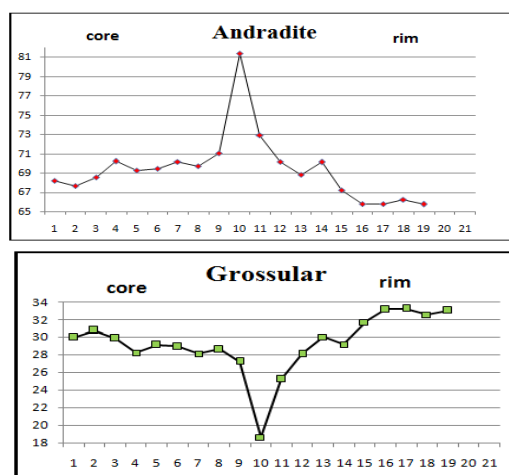
منطقه‌بندی رنگی و ترکیبی در گارنت، دارای نظم متغیّری است. در برخی از بلورها این منطقه‌بندی بسیار زیبا، منظم و متحدالمرکز نشان می‌دهند، در حالی که در برخی دیگر منطقه‌بندی به صورت موضعی یا به عبارتی لکه‌ای ظاهر می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی (تناوب مناطق غنی از آهن و فقیر از آهن) بیانگر تغییر ترکیب سیال و تراوش مکرر سیال با ترکیبات متغیّر در حین ساخت کانی‌ها می‌باشد. این تغییرات در گارنت‌هایی که به صورت رگه‌ای تشکیل شده‌اند بسیار بارزتر می‌باشد. این نوع گارنت‌ها در مجاورت جاده سمنان- پیغمبران (سمت غرب جاده معدن آهن شمال سمنان) و در معدن آهن زرتول یافت می‌شوند.

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی مناطق دارای رنگ متفاوت، آنالیز خطی و نقطه‌ای از قسمت‌های دارای تمایز رنگی انجام شده است. آنالیز خطی انجام شده بر روی دو نمونه از گارنت‌های مقطع GV1.

تغییر ترکیب سیال در حین تبلور آن‌ها در رگه‌ها را تأیید می‌کند. از دیگر عوامل تأثیر گذار بر منطقه بندی، نوسانات در میزان نسبت Al/Fe سیال است که خود به دلیل تغییر سرعت انتشار و پراکنش کینتیکی در سیستم گرمایی می‌باشد. از جمله عواملی که می‌تواند در تشکیل این نوع گارنت‌های بایمدال دخیل باشد عبارتند از: ۱- تغییرات دوره‌ای در ترکیب سیال (Jamtveit, 1991)، ۲- تغییر شرایط P-T-fO₂ در سیستم گرمایی (Jamtveit et al, 1993). نفوذپذیری بالای توف‌ها، جریان آسان و سریع سیالات را ممکن می‌سازد. لذا می‌توان گفت محیط نهشت گارنت‌ها استعداد پذیرش تغییرات دوره‌ای شدید و ناگهانی را دارد. تغییر در fO₂ و T نیز در سیالات ماگمایی معمول است.



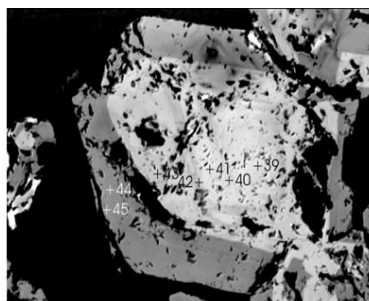
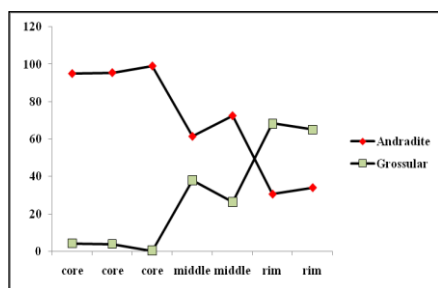
الف- نمونه GV2-C5 در نور پلاریزه عادی. ب- تصویر BSE نشان دهنده مسیر آنالیز گارنت. دقت به تکرار مناطق دارای اختلاف رنگ یا همان فرماید که در این تصویر نیز منطقه‌بندی مشهود است منطقه‌بندی ترکیبی توجه نمایید. (مقیاس عکس برابر ۱ میلی‌متر).



پ- نمودار نوسانات ترکیب سیال در طول پروفیل آنالیز شده از مرکز به سمت حاشیه بلور گارنت. به تغییرات قرینه مقادیر درصد مولی آندرادیت و گروسولار در این نمونه توجه فرمایید.

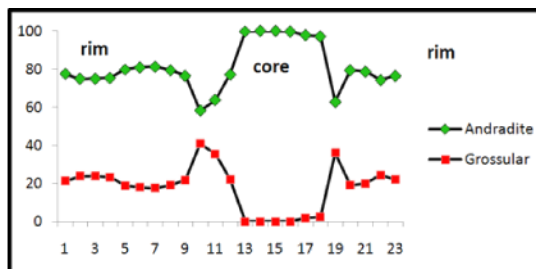
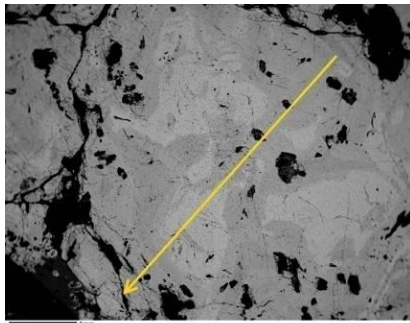
شکل ۴-۴- آنالیز نمونه GV2-C5 و نوسانات ترکیبی در آن.

در اشکال ۴-۴ تا ۸-۴ تغییرات در برخی از دانه‌های گارنت با سیستم رگه‌ای (GV) نشان داده شده است. در شکل ۴-۵، در هسته کانی، درصد مولی آندرادایت برابر ۱۰۰ درصد می‌رسد. در میانه کانی، آندرادایت با نوساناتی همراه است و به سمت حاشیه کاهش می‌یابد و به ترکیبی غنی از گروسولار تبدیل می‌گردد. در تصویر BSE شکل ۴-۵ مناطق دارای ترکیب غنی از آندرادایت، در مقایسه با ترکیب غنی از گروسولار، روشن‌تر ظاهر شده‌اند (جلوه‌گر شده‌اند).

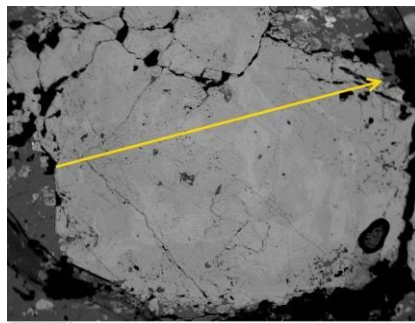
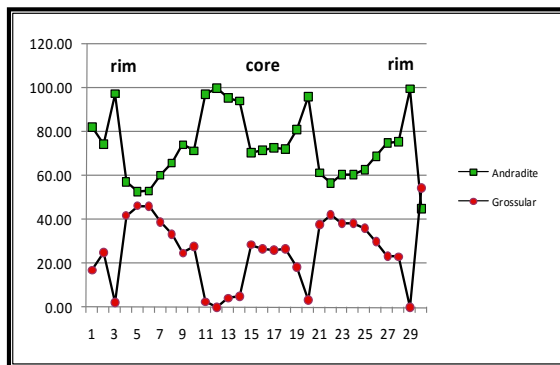


شکل ۴-۵- تصویر BSE نمونه گارنت CV2-C1 با ۷ نقطه آنالیز شده که در تصویر قابل مشاهده است (مقیاس عکس برابر ۹۰ میکرومتر). به تغییرات درصد مولی آندرادایت و گروسولار در نقاط آنالیز شده توجه نمایید.

در اشکال ۴-۷ و ۴-۸ نیز مسیرهای آنالیز صورت گرفته بر روی گارنت‌ها در نمونه GV مشاهده می‌شوند. ترکیب این گارنت‌ها از هسته به سمت حاشیه با نوساناتی همراه است. با توجه به اندازه درشت آن‌ها در سنگ مورد نظر، به نظر می‌رسد که این گارنت‌ها می‌توانند تحولات سیال مانند تغییر درصد وزنی Fe و Ca را منعکس سازند. همان‌طور که در تصاویر و نمودارهای مربوط به آن‌ها نیز مشخص شده است، گارنت‌های GV2-C4 و GV2-C4 از هسته به سمت حاشیه خود دارای روندی یکسان و شبیه به هم هستند. با نگاهی کلی و دقیق می‌توان گفت که آندرادایت در ابتدای تشکیل گارنت، به اندازه ۱۰۰ مول درصد بوده است که با یک افت شدید تا مقدار ۵۳ درصد کاهش یافته و دوباره تا بیش از ۸۰ مول درصد افزایش یافته است.

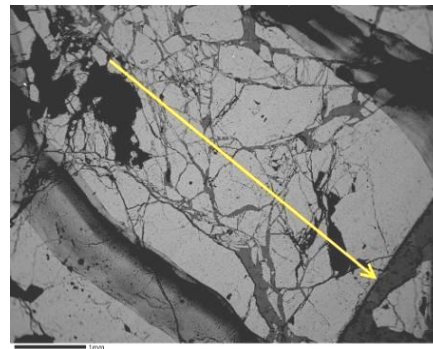
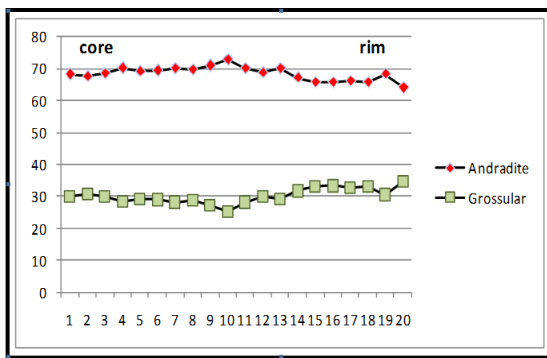


شکل ۴-۶- تصویر BSE نشان دهنده مسیر آنالیز خطی یک بلور گارنت در نمونه GV2-C3 و نمودار نشان دهنده مقادیر درصد مولی آندرادیت و گروسولار در آن (مقیاس عکس برابر ۱ میلیمتر).



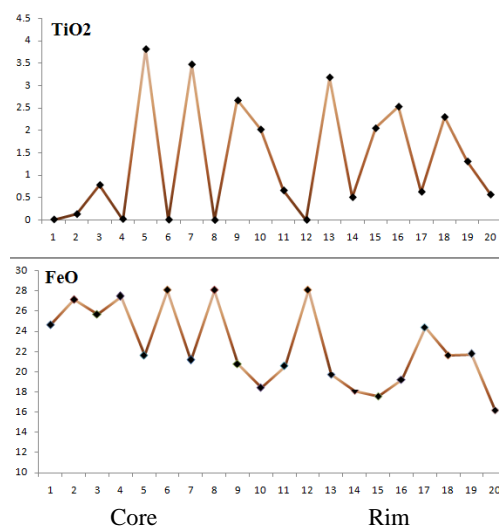
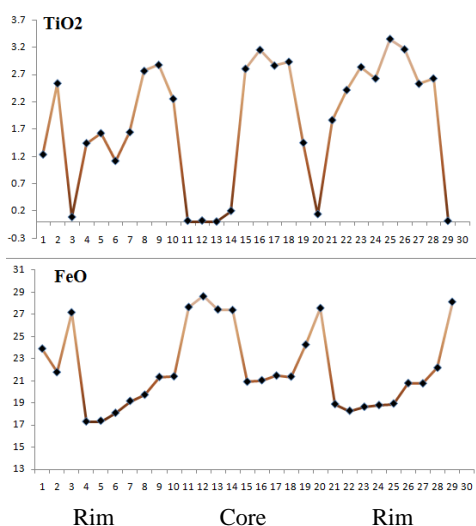
شکل ۴-۷- تصویر BSE نشان دهنده مسیر آنالیز خطی یک بلور گارنت در نمونه GV2-C4 و نمودار تغییرات درصد مولی آندرادیت-گروسولار در امتداد آن مسیر (مقیاس عکس برابر ۱ میلیمتر).

در برخی از گارنت‌های رگه‌ای نیز تغییرات مقدار آندرادیت دارای نوسانات کمتری است (۶۰ تا ۷۰ درصد مولی). نمودار این نمونه در شکل ۴-۸ آورده شده است.



شکل ۴-۸- تصویر BSE نشان دهنده آنالیز خطی گارنت در نمونه GV1-C4 و نمودار محاسبه شده میزان آندرادیت-گروسولار در آن.

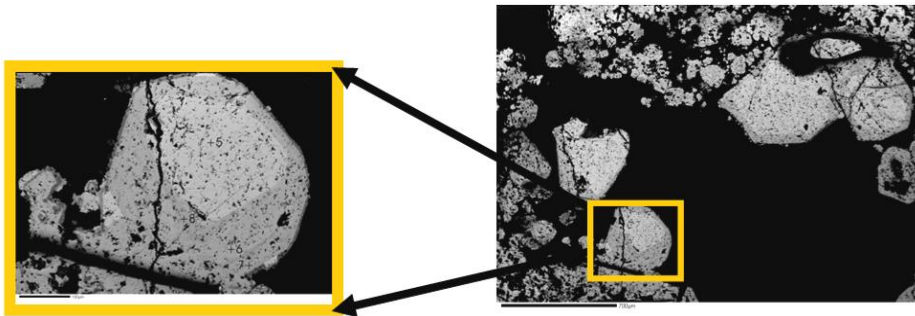
تفاوت در مقدار و رفتار عناصر در گارنت‌ها به تفاوت در فرایند شکل‌گیری آن‌ها بستگی دارد (رنجبر و همکاران، ۱۳۸۹). مقدار TiO_2 که حداکثر به $3/8$ درصد وزنی می‌رسد و دارای، ارتباط جالبی با مقدار FeO می‌باشد. همان طور که در نمودار شکل ۴-۹ مشاهده می‌شود، مقادیر TiO_2 و FeO با هم رابطه عکس دارند. این انطباق منفی مؤید آن است که Ti و Fe می‌توانند در ساختار گارنت جایگزین یکدیگر شوند. حداکثر مقادیر عناصری مانند V و Cr نیز در این گارنت‌ها به ترتیب 200 تا 70 ppm می‌باشد.



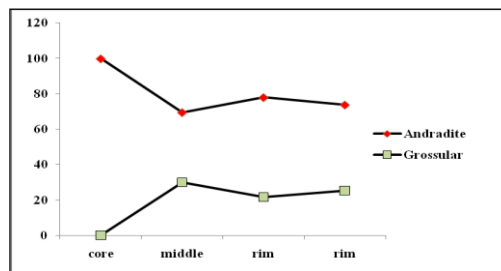
الف- نمودار FeO/TiO_2 ، تهیه شده برای نمونه گارنت GV2 C5.
ب- نمودار FeO/TiO_2 ، تهیه شده برای نمونه گارنت GV2 C4.

شکل ۴-۹- نمودار تغییرات TiO_2 در دو نمونه گارنت.

همان طور که گفته شد، در آنالیز نقاط صورت گرفته بر روی گارنت‌های همراه با معادن آهن (GM) و گارنت اطراف روستای نوکه (GR)، از هسته گارنت به سمت حاشیه آن، درصد آندرادیت بین ۷۰ تا ۱۰۰ متغیر می‌باشد. در اشکال ۴-۱۰ و ۴-۱۱ نوسانات ترکیبی از مرکز به حاشیه گارنت‌ها، در این دو منطقه نمایش داده شده‌اند.

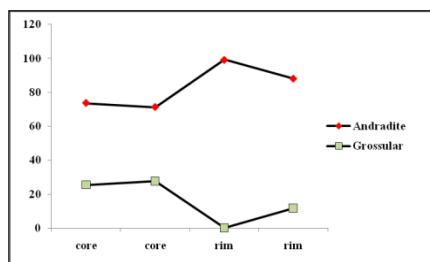


(الف) مقیاس عکس ۷۰۰ میکرومتر است.

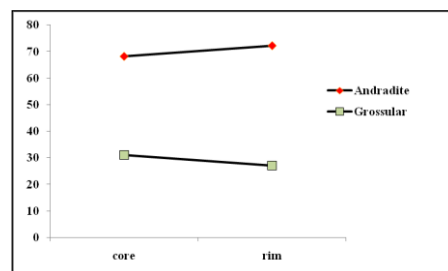


(ب)

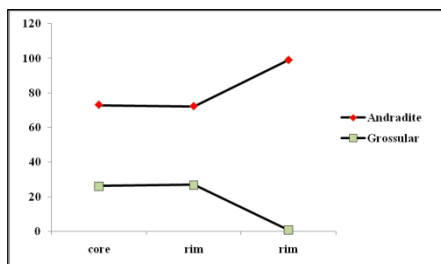
شکل ۴-۱۰- تصویر BSE نمونه گارنت GM1-C3 و نمودار نقاط آنالیز شده بر روی آن.



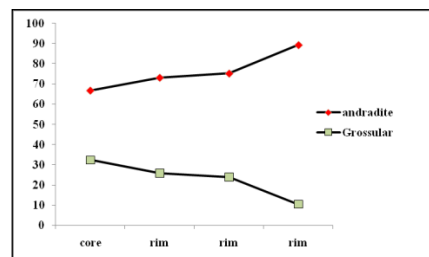
GM1-C2



GR2-C2



GR1-C3



GM1-C3

شکل ۴-۱۱- نمودارهای نشان دهنده تغییرات مقادیر آندرادیت و گروسولار در گارنت‌های متعلق به نمونه‌های GM1، GR1 و GR2 (در این نمونه‌ها حاشیه از آندرادیت غنی‌تر می‌باشد).

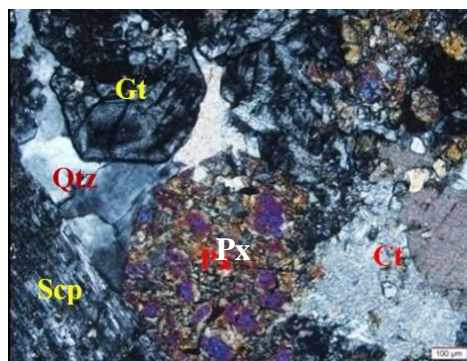
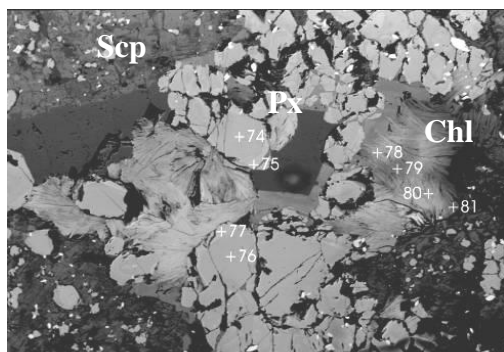
به طور کلی بررسی شیمی گارنت‌ها در اسکارن‌های مختلف، مشخص ساخت که گارنت‌هایی با منطقه‌بندی منظم غالباً در بخش مرکزی از آندرادیت غنی‌تر هستند و به سمت حاشیه از مقدار آندرادیت آن‌ها کاسته می‌شود و در مقابل بر مقدار گروسولار افزوده می‌گردد. این امر با روند متداول تفریق شیمیایی سیالات آهن‌دار مشارکت کننده در جریان فرایند متاسوماتیسم (یا به عبارتی اسکارن زایی) سازگار است. زیرا با تبلور کانی‌های آهن‌دار، مقدار آهن در محیط کاهش می‌یابد و در مقابل میزان آلومینیم افزایش پیدا می‌کند و به تغییرات مذکور منجر می‌گردد. در ضمن ترکیب دیگر گارنت‌ها نیز از غنی از آندرادیت تا غنی از گروسولار در یک دانه درشت گارنت متغیر است.

۴-۲-۲- کلینوپیروکسن

کلینوپیروکسن‌ها در نزدیک توده نفوذی، جاییکه دما زیادتر بوده همراه با گارنت و اسکاپولیت تبلور یافته‌اند. ترکیب آن‌ها در نمودار سیستم $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-CaFeSi}_2\text{O}_6\text{-Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ بیشتر به سمت قطب دیوپسید تمایل دارد و به عبارت دقیق‌تر در محدوده ترکیبی سالیته قرار می‌گیرد (شکل ۴-۱۳). محاسبه درصد مولی قطب‌های سه‌گانه سازنده کلینوپیروکسن‌ها ($\text{FeSiO}_3\text{-CaSiO}_3$) در جدول ۴-۶ ارائه شده‌اند. از آنجایی که بلورهای پیروکسن دانه‌ریز هستند، ویژگی‌های میکروسکوپی آن‌ها برای شناخت دقیق آن‌ها کافی نیست. از این رو چند نمونه از این سنگ‌ها را جهت تعیین نوع کانی‌ها به روش XRD مورد آنالیز قرار گرفت و مشخص شد که کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید می‌باشند. لیکن ترکیب واقعی می‌تواند حدواسط بین دو قطب هدنبرژیت و دیوپسید باشد و همان طور که نتایج آنالیز میکروپروب نشان داده است، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در محدوده سالیته (با فرمول $(\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})(\text{SiO}_3)_2$) قرار می‌گیرند. به نظر آلن^۱ (۱۹۵۲) سالیته از سیالات غنی از آهن داغ در شکستگی‌های سنگ‌ها به وجود می‌آید.

1. Allen

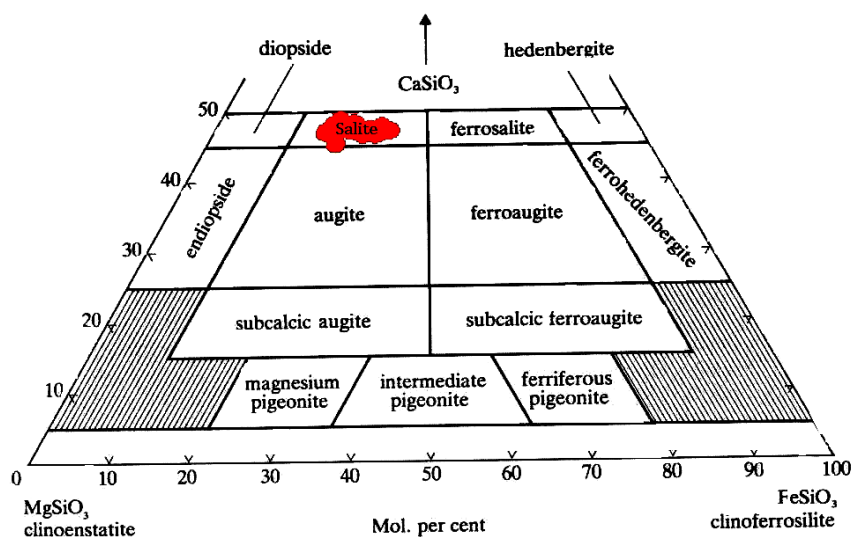
همان طور که در شکل ۴-۱۲ مشاهده می‌شود، این کانی به صورت شکلدار و نیمه شکلدار به همراه اسکاپولیت، گارنت، کلسیت و کوارتز یافت می‌گردد. نام مناسب برای این سنگ اسکاپولیت-دیوپسید-گارنت اسکارن می‌باشد.



ب- تصویر BSE نشان دهنده موقعیت نقاط آنالیز شده از کانی‌های پیروکسن، کلریت و اسکاپولیت (مقیاس برابر ۱۰۰ میکرومتر).

الف- مجموعه کانیایی اسکاپولیت، پیروکسن، گارنت (XPL). علاوه بر کانی‌های نامبرده کوارتز، کلریت و کلسیت نیز در بین کانی‌ها وجود دارند.

شکل ۴-۱۲- تصویر میکروسکوپی کانی‌های آنالیز شده در اسکاپولیت-دیوپسید اسکارن‌ها.



شکل ۴-۱۳- نمودار نشان دهنده موقعیت ترکیبی انواع کلینوپیروکسن‌ها (Poldervart and Hess, 1951) موقعیت ترکیبی کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده بر روی این نمودار نشان داده شده است. همان طور که مشاهده می‌کنید پیروکسن‌های آنالیز شده در محدوده ترکیبی سالیته قرار می‌گیرند.

جدول ۴-۶- نتایج آنالیز میکروپروب نمونه‌های کلینوپیروکسن موجود در اسکاپولیت-کلینوپیروکسن-گارنت اسکارن که به صورت درصد مولی اجزاء ترکیبی کلینوپیروکسن محاسبه شده‌اند.

Label	MgSiO ₃	CaSiO ₃	FeSiO ₃
SC1 C1	30.94	48.98	20.07
	31.19	49.26	19.53
SC1 C2	33.18	47.49	19.32
	26.01	47.60	26.38
SC1 C3	32.003	48.30	19.68
	34.27	48.50	17.22
SC1 C4	30.67	47.60	21.71
	35.84	47.93	16.21
	35.205	47.30	17.48
	28.91	46.86	24.22
	31.66	47.58	20.74
SC2 C1	31.95	47.76	20.28
	35.13	47.66	17.19
SC2 C1	32.05	47.17	20.77
	32.42	47.53	20.04
	31.09	46.74	22.15
SC2 C1	26.72	48.62	24.64
	34.54	48.21	17.23
SC2 C3	35.37	48.19	16.43
	32.22	48.26	19.50
	33.97	48.13	17.90
	33.35	48.37	18.26
	32.78	48.66	18.55

Label	MgSiO ₃	CaSiO ₃	FeSiO ₃
SC2 C4	32.55	47.51	19.92
	35.16	48.10	16.72
	37.18	47.43	15.37
	34.27	47.69	18.02
SC2 C5	27.68	47.77	24.53
	35.82	47.68	16.48
	28.20	46.92	24.87
	35.87	47.66	16.51
SC2 C6	32.79	48.14	19.05
	33.27	48.23	18.48
	33.12	48.11	18.76
	29.19	47.94	22.86
SC2 C7	33.28	48.43	18.28
	33.19	48.009	18.79
	31.74	48.28	19.97
SC2 C8	36.41	45.03	18.54
	33.30	49.80	16.88
	33.23	48.08	18.68
	31.93	48.12	19.94
SC2 C9	33.07	48.25	18.66
	30.48	47.55	21.95
	32.49	48.50	18.99
	28.22	47.55	24.21

۴-۲-۳- مگنتیت

نتایج آنالیز نقطه‌ای به دست آمده از کانی مگنتیت همراه با گارنتیت‌ها (نمونه GR) نشان می‌دهد که FeO سازنده اصلی مگنتیت است. مگنتیت در این سنگ‌ها دارای چند درصد ناخالصی سیلیس می‌باشد.

۴-۲-۴- اسکاپولیت

اسکاپولیت‌ها از جمله کانی‌های دگرگونی هستند با فرمول شبیه گروه فلدسپارها و ساختاری مانند نفلین می‌باشند (Perkins, 2009). آن‌ها دارای فرمول عمومی $M_4T_{12}O_{24}A$ می‌باشند و در آن‌ها M، T، A موارد زیر را شامل می‌شود: M برابر Na، K و Ca و مقادیر فرعی کاتیون‌های دیگر، T برابر Al، Si و A گروه‌های آنیونی اساساً Cl^- ، F^- ، SO_4^{2-} و CO_3^{2-} می‌باشد. به علت جانشینی‌های گسترده در این

(۱۹۹۹)، اسکاپولیت ماریالیتی از طرق زیر تشکیل می‌شود: ۱) تبلور از پروتولیت‌های غنی از هالوژن‌ها و ۲) تبلور از سیالات با شوری بالا مخصوصاً سیالات ماگمایی.

برخی از اسکاپولیت‌ها مربوط به اسکارن‌های کلسیک آهن‌داری می‌باشند که در حوضه‌های آتشفشانی- رسوبی با میزان زیادی رسوبات تبخیری پدید می‌آیند. اسکارن‌های منطقه مورد نظر نیز در یک حوضه کم‌عمق آتشفشانی- رسوبی تشکیل شده‌اند. ترکیب اسکاپولیت‌ها اطلاعات مهمی از ترکیب سیال (Mora and Valley, 1989; Kullerud and Erambert, 1999; Satish-Kumar et al, 2006) و محیط پیدایش آن‌ها (Pan, 1998) در اختیار ما قرار می‌دهد. در منطقه مورد مطالعه، سیالات متاسوماتیسم کننده غنی از کلر، آلکالی فلدسپار گرانیات را تحت تأثیر قرار داده‌اند. می‌توان گفت اسکاپولیت در مراحل پایانی تبلور توده‌های اسکارن‌ساز و هنگامی که توده‌ها در تعادل با سیال غنی از هالوژن‌ها هستند، شکل گرفته است (Munoz and Swenson, 1981; Mora and Valley, 1989; Kullerud, 1996; Markl and Piazzolo, 1998; Faryad, 2002). Cl در بین دیگر هالوژن‌ها، رفتار متفاوتی در طی فرایندهای شیمیایی در شرایط زمین‌شناسی دارد و به مقدار زیاد در ساخت اسکاپولیت شرکت می‌کند (Faryad, 2002). به نظر ونکو و بیشاپ^۱ (۱۹۸۲)، ماریالیت در دمای حدود ۴۰۰ درجه از سیالات غنی از Na و Cl به وجود می‌آید. غیاثوند (۱۳۸۸) نیز به حضور کمپلکس‌های کلریدی در کانسار آهن شمال سمنان اشاره کرده است. این سیالات حاوی کلر با حمله به پلاژیوکلازهای سدیک- کلسیک و فلدسپارهای پتاسیم‌دار آن‌ها را به اسکاپولیت تبدیل کرده‌اند. واکنش نشان‌دهنده چگونگی تشکیل این کانی در فصل سوم ارائه شده است.

1. Vanco and Bishop

جدول ۴-۷- نتایج آنالیز میکروپروپ نمونه‌های اسکاپولیت متعلق به اسکاپولیت - دیوپسید اسکارن‌ها.

Label	SiO2	Al2O3	CaO	Na2O	K2O	Cl	SO3	MgO	MnO	FeO	SrO	BaO	Total
SC1 C1	55.2	22.74	6.71	9.82	1.2248	3.8	0.4946	0.0605	0.0142	0.4086	0.0765	0	99.69
	54.89	22.95	6.29	9.56	1.2694	3.28	0.3929	0.0356	0.011	0.3935	0.0332	0	98.36
	55.55	22.45	6.69	9.87	1.3002	3.83	0.5228	0.0123	0	0.2391	0.0886	0.0272	99.71
SC1 C2	55.02	22.81	6.81	9.91	1.2557	3.9	0.5053	0.0213	0.0043	0.2506	0.0577	0	99.66
	54.77	22.52	6.87	9.54	1.4064	3.92	0.4635	0.01	0	0.2449	0.0808	0.0154	98.95
	55.43	22.36	6.83	9.71	1.2025	3.99	0.5083	0.0088	0	0.175	0.0577	0	99.37
SC1 C3	55.52	22.05	5.72	9.52	1.0925	3.67	0.463	0.0261	0	0.1864	0.0694	0	97.5
	55.44	22.35	6.57	9.88	1.1997	3.94	0.5303	0.0041	0	0.1754	0.077	0.0498	99.33
	55.48	22.59	6.39	9.72	1.3167	3.85	0.458	0.01	0	0.2302	0.0711	0.0176	99.26
SC1 C4	55.62	22.16	6.78	9.77	1.1789	3.95	0.4836	0.0903	0.0073	0.2597	0.0756	0	99.48
	55.84	22.58	6.79	9.87	1.1854	4.07	0.4749	0	0	0.1907	0.0583	0	100.13
	55.2	22.38	6.72	9.86	1.1453	3.97	0.514	0.0133	0	0.1871	0.048	0.0131	99.15
SC2 C1	55.96	22.6	6.76	9.91	1.2438	3.99	0.5355	0	0	0.1503	0.0814	0.0189	100.35
	55.82	23.19	7	9.48	1.508	3.82	0.3833	0.0414	0	0.2439	0.0293	0	100.67
SC2 C2	56.07	22.59	6.79	9.96	1.1589	3.85	0.5484	0.0186	0	0.2137	0.0758	0.011	100.44
	56.4	22.63	6.51	9.87	1.1956	3.82	0.4748	0.0206	0	0.2555	0.0686	0.0141	100.4
SC2 C3	56.63	22.35	5.69	9.6	1.7552	3.58	0.3721	0.0099	0.0027	0.1979	0.0465	0.0218	99.44
	56.86	22.77	6.37	9.68	1.3818	3.82	0.3197	0.0252	0.002	0.1994	0.0523	0	100.62
SC2 C4	57.01	22.42	6.4	9.85	1.589	4.12	0.5155	0	0.0122	0.1989	0.0789	0.0247	101.28
	55.86	22.98	7.46	9.71	1.2296	3.78	0.9322	0.0033	0	0.2866	0.072	0.0054	101.47
SC2 C5	56	22.52	6.61	9.94	1.2682	3.94	0.4677	0.0067	0	0.1852	0.0446	0	100.09
	55.94	22.51	5.89	10.02	1.1808	3.78	0.495	0.0152	0.0127	0.2485	0.058	0	99.31
SC2 C6	56.39	22.62	6.71	9.92	1.3241	3.94	0.4995	0.0675	0	0.258	0.0505	0.0089	100.9
	55.94	22.93	7.04	9.58	1.4714	3.91	0.631	0.0068	0	0.2984	0.0692	0	100.99
SC2 C7	56.39	22.8	6.82	9.87	1.2137	3.97	0.5511	0.0243	0	0.2353	0.0663	0	101.05
	56.82	22.9	6.06	9.95	1.1541	3.59	0.4519	0.0287	0	0.3089	0.0417	0	100.5
SC2 C8	55.94	22.73	6.45	10.01	1.1327	3.67	0.5562	0.0019	0	0.1948	0.0372	0.0132	99.9
	56.26	22.85	5.81	9.94	1.0273	3.38	0.3955	0.0065	0	0.2182	0.0634	0.0205	99.2
SC2 C9	56.05	22.84	7.08	9.77	1.2331	3.9	0.5685	0.0135	0	0.2431	0.0755	0	100.88
	56.13	22.92	6.8	9.65	1.1774	3.8	0.3191	0.0308	0	0.2337	0.0503	0	100.25

۴-۲-۵- کلریت

کلریت در محیط‌های زمین‌شناختی متعددی نظیر محیط‌های رسوبی، دگرگونی‌های درجه پایین و سنگ‌های دگرسان شده هیدروترمالی یافت می‌شود (Deer et al, 1992). این کانی به رنگ سبز تیره و به صورت بلورهای شعاعی با ساخت اولیه می‌باشد. برخی منابع کلریت‌های موجود در اسکارن‌ها را نماینده مرحله پسرونده در اسکارن می‌دانند (Meinert, 1992؛ El Habaak, 2004). همچنین این کانی مربوط به مرحله اسکارن آبگین می‌باشند که دما و PH در سیالات ماگمایی در حین تبلور ماگما کاهش یافته است (Meinert et al., 2003).

بر اساس ۲۶ نقطه آنالیز انجام شده بر روی کلریت‌ها در درون اسکارن (در سنگ‌های اسکاپولیت کلینوپیروکسن اسکارن) که نتایج آن در جدول ۴-۹ ارائه شده است، کلریت‌ها عمدتاً دارای ترکیبات برونسویگیت، پیکنوکلریت و کمی دیابانیت می‌باشند. کلریت در این سنگ‌ها به شکل اسفرولیتی است. در واقع مطالعات صورت گرفته نشان می‌دهد که کلریت‌ها در ابتدای مراحل تشکیل از FeO غنی‌ترند و سپس با کاهش FeO از MgO نیز اندکی غنی می‌گردند و ترکیب پیکنوکلریت را ایجاد می‌کنند. این ترکیب در حاسیه اسفرولیت‌ها نمایان می‌شود.

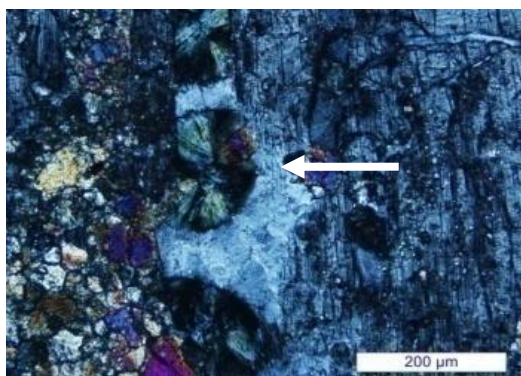
کلریت‌های غنی از Mg به گروه کلینوکلر و کلریت‌های غنی از Fe به گروه شاموزیت‌ها (نوع برونسویگیت) تعلق دارند. شاموزیت‌ها در اسکارن‌ها و دیگر ذخایر غنی از آهن همواره مشاهده می‌گردند. با توجه به نوع اسکارن که کلسیک آهن‌دار می‌باشد، نام برونسویگیت یا کلریت غنی از آهن برای آن‌ها مناسب‌تر است. در اسکارن‌های آهن علاوه بر گارنت و پیروکسن، کانی‌های دیگر مانند کلریت یا اپیدوت نیز غنی از Fe هستند (Purtov, 1998). همان‌طور که در شکل ۴-۱۵ مشاهده می‌کنید، خصوصیات میکروسکوپی کلریت‌های مورد نظر با خصوصیات برونسویگیت سازگارتر می‌باشد. برونسویگیت با فرمول $[(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Al})_6(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ اولین بار از یک معدن سنگ لاشه گابرویی در آلمان گزارش و توصیف شده است (Quakenack, 1967). رنگ آن سبز تیره می‌باشد و در واقع نوعی شاموزیت است.

جدول ۴-۸- نتایج آنالیز میکروپروب چندین نقطه آنالیز شده بر روی کلریت‌ها.

Serial#	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	
SiO ₂	29.23	28.13	29.11	27.61	29.40	29.48	26.85	27.39	26.01	28.78	26.39	29.67	28.58	27.43	28.98	27.66	28.16	26.93	27.17	29.76	28.79	30.37	28.91	26.59	2688	27.07	
TiO ₂	0.000	0.001	0.003	0.002	0.009	0.000	0.018	0.000	0.009	0.005	0.003	0.018	0.019	0.000	0.009	0.000	0.000	0.22	0.010	0.000	0.001	0.000	0.000	0.028	0.000	0.002	
Al ₂ O ₃	16.00	14.45	15.32	16.43	16.72	15.57	17.26	15.93	16.50	15.71	17.49	15.35	15.59	14.44	15.48	17.19	18.63	18.62	14.01	14.95	17.61	16.32	15.08	16.63	17.62	17.7	
Cr ₂ O ₃	0.039	0.039	0.045	0.035	0.023	0.030	0.029	0.053	0.031	0.051	0.026	0.060	0.067	0.033	0.023	0.028	0.014	0.006	0.064	0.031	0.000	0.053	0.032	0.044	0.093	0.017	
MnO	0.8	0.6	0.4	0.7	2.0	0.7	1.8	0.8	1.5	1.1	2.4	0.5	0.7	0.6	0.4	1.2	8.7	13	0.6	0.5	10	1.0	0.4	1.3	9.1	5.2	
MgO	15.5	13.3	13.4	11	14.7	14.4	10.8	11.8	10.7	13.8	10.9	14	12.7	12.1	13.2	11.4	13.6	12.6	13.9	13.4	15.3	17.2	13.7	10.6	12.9	12.2	
FeO	26.35	28.63	30.76	34.38	26.21	28.58	32.18	32.14	32.62	26.97	32.18	28.23	31.48	29.92	31.49	33.06	20.49	16.49	24.22	29.23	14.74	24.12	30.45	32.98	18.36	26.18	
Na ₂ O	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.05	0.05	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.06	0.01	0.02	0.03	0.04	0.00	0.02	
K ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.00	0.04	0.04	0.07	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.02	0.07	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	
CaO	0.26	0.34	0.18	0.12	0.27	0.24	0.16	0.16	0.08	0.19	0.04	0.25	0.13	0.30	0.09	0.13	0.21	0.10	0.37	0.45	0.20	0.30	0.18	0.14	0.15	0.12	
Total	88.1	85.6	89.3	90.2	89.4	89	89	88.3	87.5	86.7	89.5	88	89	85	89.8	90.8	90	88	80.5	88.5	87	89.5	89	88.5	85	88.5	
<i>مقادیر کاتیونی اجزای سازنده کلریت‌ها بر اساس در نظر گرفتن ۳۶ اتم اکسیژن در آن‌ها.</i>																											
Si	6.14	6.21	6.18	6.94	6.11	6.20	5.82	5.97	5.77	6.19	5.72	6.27	6.11	6.17	6.14	5.88	5.85	5.76	5.94	6.15	6.26	6.31	6.05	6.04	5.89	5.82	
Al ^{IV}	1.86	1.79	1.82	2.06	1.89	1.80	2.18	2.03	2.23	1.81	2.28	1.73	1.89	1.83	1.86	2.12	2.15	2.24	2.06	1.85	1.74	1.69	1.95	1.96	2.11	2.18	
Al ^{VI}	2.12	1.98	2.02	2.11	2.22	2.07	2.24	2.07	2.09	2.19	2.20	2.12	2.04	2.00	2.01	2.19	2.43	2.46	2.27	2.17	2.07	2.07	2.43	2.34	2.45	2.31	
Al _{total}	3.98	3.77	3.84	4.17	4.11	3.87	4.42	4.10	4.32	4.00	4.48	3.84	3.93	3.83	3.87	4.31	4.58	4.70	4.33	4.02	3.82	3.75	4.38	4.31	4.56	4.49	
Mn	0.14	0.12	0.08	0.12	0.35	0.12	0.32	0.14	0.29	0.21	0.45	0.10	0.12	0.12	0.08	0.23	1.54	2.37	1.89	0.17	0.12	0.08	1.81	1.85	1.69	0.95	
Mg	4.85	4.39	4.25	3.51	4.57	4.52	3.49	3.83	3.56	4.43	3.52	4.43	4.04	4.06	4.19	3.61	4.23	4.03	5.30	5.25	4.80	4.27	4.80	5.05	4.22	3.91	
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.007	0.007	0.008	0.006	0.004	0.005	0.005	0.009	0.005	0.009	0.004	0.010	0.011	0.006	0.004	0.005	0.002	0.001	0.003	0.007	0.012	0.005	0.000	0.006	0.016	0.003	
Fe ⁺²	4.65	5.30	5.47	6.19	4.57	5.04	5.84	5.87	6.07	4.87	5.84	5.01	5.64	5.64	5.59	5.88	3.57	2.96	2.39	4.13	4.68	5.21	2.60	2.47	3.37	4.71	
Fe ⁺³	0.15	0.10	0.11	0.03	0.18	0.15	0.03	0.02	0.00	0.21	0.00	0.22	0.08	0.09	0.46	0.04	0.15	0.12	0.11	0.64	0.19	0.20	0.27	0.20	0.20	0.07	
Ca	0.06	0.08	0.04	0.03	0.06	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04	0.01	0.06	0.03	0.07	0.02	0.03	0.05	0.02	0.02	0.05	0.09	0.10	0.05	0.03	0.04	0.03	
Na	0.005	0.013	0.008	0.008	0.013	0.000	0.010	0.009	0.009	0.009	0.000	0.019	0.021	0.009	0.006	0.007	0.013	0.000	0.007	0.009	0.010	0.024	0.006	0.007	0.001	0.001	
K	0.002	0.004	0.003	0.000	0.011	0.011	0.019	0.006	0.001	0.013	0.000	0.008	0.008	0.004	0.004	0.001	0.000	0.019	0.004	0.005	0.005	0.019	0.007	0.009	0.001	0.001	
Fe#	0.49	0.55	0.56	0.64	0.50	0.53	0.63	0.60	0.63	0.52	0.62	0.53	0.58	0.58	0.57	0.62	0.46	0.42	0.31	0.44	0.49	0.55	0.35	0.33	0.44	0.55	

Al^{IV} = آلومینیوم با عدد کئوردیناسیون ۴ (که در واقع در ساختارهای تترائدری جایگزین می‌شود).

Al^{VI} = آلومینیوم با عدد کئوردیناسیون ۶ (که در واقع در ساختارهای اکتائدری جایگزین می‌شود).



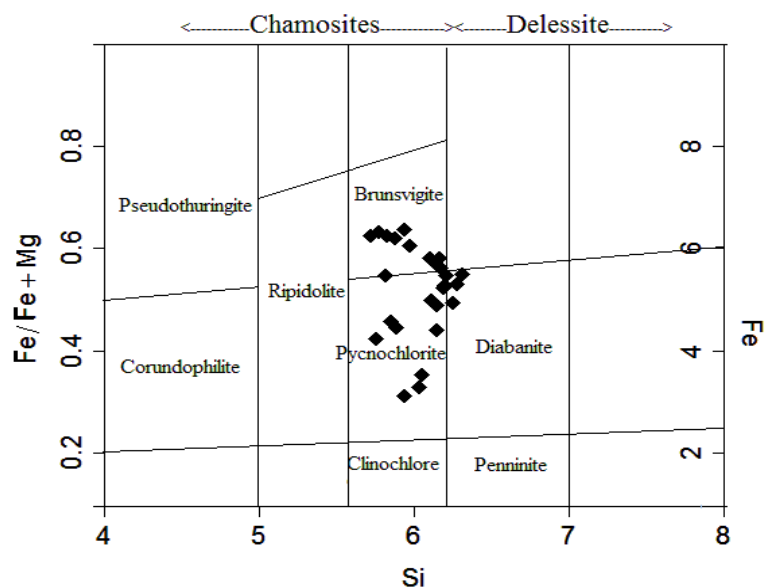
(ب)



(الف)

شکل ۴-۱۵- الف) تصویری از نمونه دستی برونسویگیت با شکل اسفرولیتی در اسکارن منطقه برونسویگ آلمان (Quakenack, 1967). ب) تصویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور کلریت‌های اسفرولیتی همراه با سالیسیت، گارنت کلسیم دار غنی از آندرادایت، دایپیر و کلسیت در یک نمونه از سنگ برداشت شده از غرب جاده سمنان- پیغمبران.

در هر حال، غنی بودن کلریت‌ها از آهن یکی از ویژگی‌های بارز کلریت‌های مورد مطالعه می‌باشد که با ماهیت کلی سنگ‌های اسکارنی آهن‌دار منطقه شمال سمنان سازگار است. نمودار ترکیب کلریت‌های آنالیز شده در شکل ۴-۱۶ نشان داده شده‌اند (به درصد زیاد SiO_2 در این نوع شاموزیت‌ها نیز توجه شود).



شکل ۴-۱۶- نمودار $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ در مقابل Si جهت تعیین ترکیب کلریت‌ها (Hey, 1954). موقعیت ترکیبی نمونه‌های آنالیز شده بر روی این نمودار نشان داده شده است.

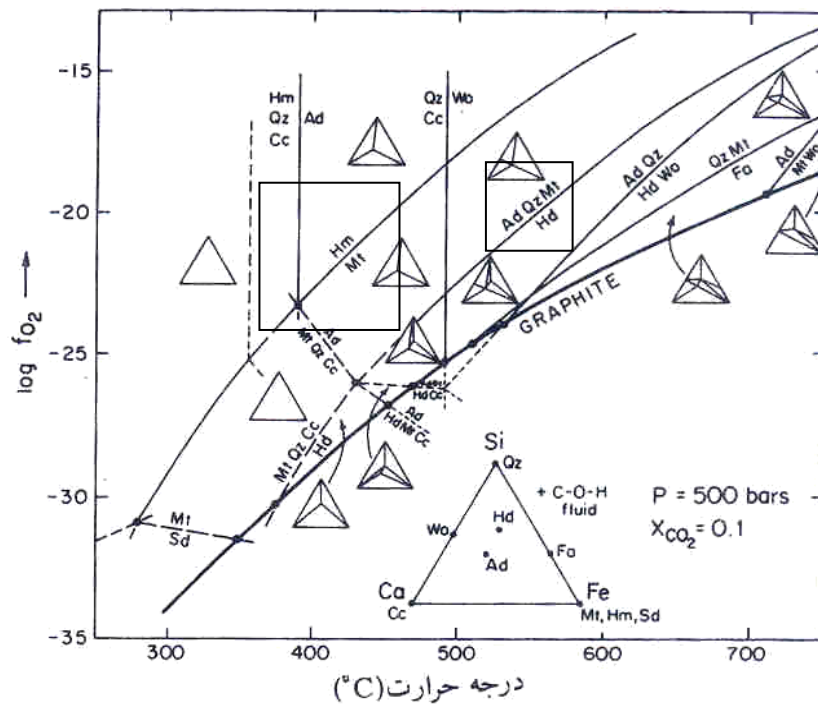
۳-۴- ژئوترموبارومتری اسکارن‌ها مبتنی بر نتایج آنالیز میکروپروب

از آنجایی که تشکیل مجموعه کانی‌های اسکارن‌ها، تابعی از شرایط فیزیکی و شیمیایی سیال سازنده آن‌ها می‌باشد، لذا با استناد به ترکیب کانی‌ها و روابط آن‌ها با یکدیگر می‌توان به شرایط فشار و دمای آن‌ها پی برد. این مسئله به آزمایشات زیادی برای تعیین محدوده دمایی تبلور کانی‌های کالک سیلیکاتی نیاز دارد. برای این منظور از نمودارهای $T-fO_2$ و یا $T-XCO_2$ استفاده می‌شود. امروزه با استفاده از نرم‌افزارهایی مانند Thermocalc می‌توان به اندازه‌گیری دقیق و تعیین T-P-X پرداخت.

الف- ترمومتری در نمودار $T-fO_2$

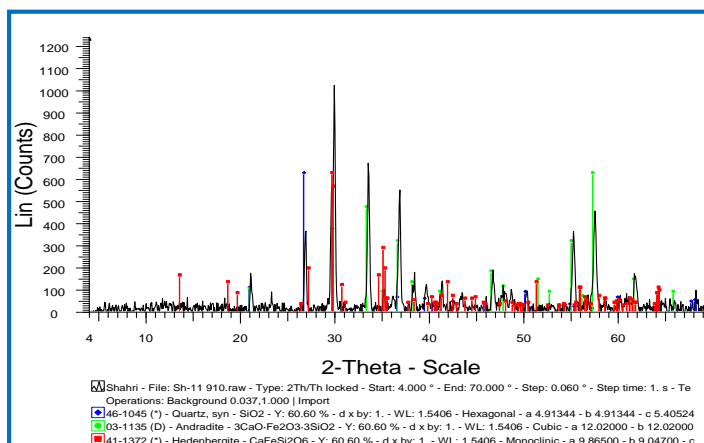
از شکل ۴-۱۷ برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی احتمالی تشکیل اسکارن‌های شمال سمنان مخصوصاً برون اسکارن‌ها استفاده شده است (Einaudi, 1982a). این گونه نمودارهای فیزیکوشیمیایی توسط مطالعات و آزمایشات تجربی تهیه گردیده‌اند. پاراژن‌های موجود در نمودار مورد نظر برای مجموعه‌های کانیایی موجود در برون اسکارن‌ها و درون اسکارن‌های منطقه شمال سمنان استفاده شده‌اند. همان طور که مشاهده می‌شود، آندرادیت در حالت اکسیداسیون (fO_2) متوسط تا پایین، کانی پایداری است (شکل ۴-۱۷). به همین علت است که آندرادیت در منطقه مورد مطالعه در اطراف رگه‌های غنی از مگنتیت و هماتیت نیز یافت می‌شود. با کاهش درجه حرارت، محدوده پایداری آندرادیت به fO_2 و fS_2 پایین‌تر منتقل می‌شود. لذا افزایش fO_2 و fS_2 در مراحل بعدی (دما 400° و $XCO_2=0.1$) سبب دگرسان شدن آندرادیت و تخریب آن خواهد شد (تخریب آندرادیت در بعضی از رگه‌ها مشاهده شده است). آندرادیت همچنین در دمای 400 تا 700 درجه سانتیگراد می‌تواند پایدار باشد و در دمای بالاتر از 580 درجه سانتیگراد و با حضور کوارتز توسط مجموعه هیدرژیت+ و لاستونیت جایگزین می‌شود (بسته به fO_2). کلینوپیروکسن با وجود اندک بودن نسبت به گارنت، آن‌ها در محدوده دمایی 490 تا 580 و فوگاسیته اکسیژن برابر 10^{-23} تا 10^{-26} تشکیل شده‌اند (به شکل ۴-۱۷ نگاه کنید). آندرادیت دارای خواص بسیار جالب توجهی است. این کانی حتی

می‌تواند در دمای کمتر همراه با اپیدوت پایدار باقی بماند (تیلور^۱ و لویی^۲، ۱۹۷۸). نمودار شکل ۴-۱۸ مربوط به آنالیز نمونه سنگ گارنت‌دار در معدن آهن است که حضور کلینوپیروکسن از نوع هیدنبرژیت را در معدن نشان می‌دهد. در نتیجه با توجه به شکل ۴-۱۷ کالک سیلیکات‌های غنی از آهن در سنگ میزبان حاوی رگه‌های مگنتیتی (برون اسکارن) تشکیل شده است.



شکل ۴-۱۷- نمودار سیستم Ca-Fe-Si-C-O-H و تعیین شرایط دمایی در برون-اسکارن‌های شمال سمنان. مربع‌ها مجموعه کانیایی‌های مورد نظر را نشان می‌دهد (Einaudi, 1982a). Ad=آندرادیت؛ Hd=هیدنبرژیت؛ Qz=کوارتز؛ Cc=کلسیت؛ Hm=هماتیت؛ Mt=مگنتیت؛ Wo=ولاستونیت.

1. Teylor
2. Liou



شکل ۴-۱۸- نمودار XRD نشان‌دهنده وجود آندرادیت، هدنبرژیت و کوارتز در یک نمونه از سنگ های اسکارنی غرب جاده سمنان- پیغمبران.

شرایط تشکیل کالک سیلیکات‌های غنی از Fe را در شکل ۴-۱۷ و در محدوده‌های تعیین شده مشاهده می‌کنید. گارنت‌های کلسیم‌دار که غالباً ترکیبات آندرادیتی دارند، به همراه مگنتیت شاخص اسکارن‌زایی می‌باشند. به عبارتی می‌توان گفت کانه‌زایی آهن بخشی از فرآیند اسکارن‌زایی یا به عبارت کلی بخشی از فرآیند متاسوماتیسم می‌باشد. با توجه به مشاهدات میکروسکوپی، تبلور همزمان تا بعد مگنتیت نسبت به گارنت معرف ارتباطی نزدیک بین اسکارن‌زایی و تشکیل کانسار آهن است. در غرب معدن آهن زرتول، غرب معدن آهن شمال سمنان و در جنوب گسل بزرگ سمنان، توده‌های گابرو/ دیوریتی رخنمون دارند و می‌توان چنین استنباط کرد که این توده‌های نفوذی سنگ منشأ اصلی تأمین سیالات آهن‌دار در این محل می‌باشند.

روابط کانیاپی معرف شرایط مناسب برای تشکیل مجموعه‌های کانیاپی نام‌برده می‌باشند. حضور فراوان Fe، عامل اساسی در تشکیل اسکارن‌های شمال و شمال‌شرق سمنان است که با حضور غالب آندرادیت و مگنتیت مشخص می‌گردد.

ب- ژئوترموبارومتری با زوج کانی گارنت-کلینوپيروکسن

تعیین دما و فشار حاکم بر محیط دگرگونی به روش‌های مختلفی امکان دارد. با استفاده از داده‌های میکروپروپ و نرم افزار Thermocalc، بر روی زوج کانی گارنت (آندرادیت) و کلینوپيروکسن (سالیست)، دمای تشکیل اسکارن‌های مورد مطالعه در محدوده درون اسکارن و زون پيروکسن حدود ۵۵۸ درجه سانتیگراد است. ژئوترموبارومتری اسکارن مورد مطالعه، در دانشگاه پراک کشور چک و توسط پروفیسور شاه ولی فریاد صورت گرفت. با استفاده از ژئوترموبارومتر زوج کانی گارنت-کلینوپيروکسن در محیط‌های دگرگونی که فرمول محاسبه آن (Ai, 1994) در زیر آورده شده است، محاسبات لازم انجام گردید (محاسبات در جدول ۴-۱۰ آمده‌اند). در محیط اسکارن، توزیع Fe بین این دو کانی به PH سیال بستگی دارد (Zharikov, 1970, 1991).

$$T^{\circ} (K) = \{-1629 [X_{Ca}^{Gt}]^2 + 3648.55 [X_{Ca}^{Gt}] - 6.59 [Mg-no.(Gt)] + 1987.98 + 17.66 \\ P(Kbar)\} / \ln Kd + 1.076$$

Kd برابر با میزان نسبت Fe^{2+}/Mg در کانی گارنت به نسبت آن در کلینوپيروکسن می‌باشد. در این روش ابتدا باید $X_{Ca} (Grt)$ و $Mg-no (Grt)$ محاسبه شود.

جدول ۴-۹- نتیجه محاسبات لازم برای ژئوترموبارومتری زوج کانی گارنت-کلینوپيروکسن.

pKbar	FeGrt	Mg-Grt	Ca-Grt	Mn-Grt	Fe-Cpc	Mg-Cpx	Xca	Mg-no	kd	T°(k)	T°(C)
2	0.233	0.013	2.98	0	0.307	0.692	0.923	5.2845	40.39	831	558

ج- ترمومتری کلریت‌ها

با استفاده از معادله ترمومتری کلریت‌ها در اسکارن‌ها که توسط جوت^۱ (۱۹۹۱) ارائه شده است، می‌توانیم به دمای تشکیل این کانی در اسکارن‌ها پی ببریم. وی با در نظر گرفتن تغییر $Fe/(Fe+Mg)$ در کانی کلریت، فرمول زیر را برای محاسبه دمای تشکیل کلریت ارائه نموده است (شیردشت‌زاده و صمدی، ۱۳۸۹):

1. Jowett

$$T (^{\circ}\text{C}) = 319 \text{ Al}^{\text{IV}}_c - 69 \quad \text{Al}^{\text{IV}}_c = \text{Al}^{\text{IV}} + 0.1 \text{ Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$$

بر اساس نتایج آنالیز میکروپروب و با استفاده از فرمول فوق، کلریت‌ها در دمای میانگین ۵۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند. حداکثر پایداری کلریت‌ها تا ۵۸۰ درجه می‌باشد که دمای بدست آمده نماینده بالا بودن دمای سیال غنی از آهن و کلسیم به همراه بالا بودن آن از مواد فرار گازی محلول در سیال است.

اسکارن‌های کلسیک مگنتیتی در نقاط مختلف ایران و جهان بررسی شده‌اند. از اسکارن‌هایی با مجموعه کانی‌های بسیار مشابه به اسکارن‌های شمال سمنان، می‌توان به معدن آهن و گاس پلاداس^۱ در مندوزا^۲ در آرژانتین (Pons, 2009) اشاره کرد. این معدن، از جنبه‌های زیادی به اسکارن‌های مورد نظر شبیه می‌باشد (از لحاظ پتروگرافی، دمای تشکیل). همچنین می‌توان به اسکارن‌های آهن‌دار موجود در نوارهای فلزایی واقع در اروپا، ترکیه و ایران نظیر کانسار آهن اُکنا^۳ جنوب غرب کشور رومانی (Ciobanu, 2004) و کانسار آهن سنگان در خراسان رضوی و سورک در شمال غرب یزد اشاره کرد. همه این اسکارن‌ها در اطراف توده‌های گرانیتوئیدی تشکیل شده‌اند.

دماسنجی صورت گرفته در معدن آهن و گاس پلاداس بسیار جالب توجه می‌باشد (Pons, 2009). به روش اذخال‌های سیال در رگه‌های کوارتز و کلسیت، دما در مرحله پیشرونده اسکارن ۴۰۰ تا ۶۷۰ درجه سانتیگراد، فشار ۱ کیلوبار و فوگاسیته اکسیژن متوسط است. شوری سیال بیش از ۵۰ درصد وزنی NaCl و سیال حاوی NaCl، KCl، FeCl₂ می‌باشد. مجموعه‌های کانیایی در این مرحله عبارتند از: آندرادیت + کلینوپیروکسن + اسکاپولیت سدیک + کوارتز و آندرادیت + مگنتیت + کلینوپیروکسن. البته مجموعه‌های کانیایی دیگری نیز همراه این سنگ‌ها با کاهش دما تشکیل شده‌اند مانند: آلبیت ± تیتانیت ± اپیدوت ± پیریت ± کوارتز ± کلسیت ± کلریت. حداکثر دمای اندازه‌گیری شده در رگه‌ها (به

-
1. Vegas Peladas
 2. Mendoza
 3. Ocna

علت این که در برون اسکارن آب‌های جوی دخالت داشته‌اند) کمتر از ۳۲۰ درجه سانتیگراد است و شوری سیال کمتر از ۴۸ درصد وزنی NaCl و سیال حاوی NaCl، KCl، FeCl_n، H₂O، CO₃²⁻ می‌باشد. دمای سنگ دیواره را در این مطالعه کمتر از ۵۵۰ درجه تخمین زده‌اند (Pons, 2009).

از آنجایی که مجموع تحولات ذکر شده در ارتباط با توده‌های آلکالی‌فلدسپار گرانیته، گرانودیوریت، دیوریت تا گابرویدیوریتی تشکیل شده‌اند و این سنگ‌ها در محدوده‌ی دمایی کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل می‌شوند. دماهای محاسبه شده از طریق روش‌های ترمومتری ذکر شده منطقی به نظر می‌رسد و در ضمن سیالات باقیمانده از فرایند متاسوماتیسم نیز در دماهای پایین‌تری تشکیل رگه‌های کلسیت (با مقدار بیشتر) و کوارتز می‌دهند. در ذخایر اسکارنی Fe-Cu معادن مختلف نیز گارنت‌های نوع آندرادیت دمای تشکیل یکسانی با ذخایر اسکارن‌های Fe نشان می‌دهند. برای مثال کانسار غنی از آهن و اندکی مس‌دار میلستریم^۱ در نیوبرونسویگ^۲ کانادا که دمای ۴۷۰ تا ۵۵۰ درجه برای اسکارن گارنت مگنتیت‌دار در نظر گرفته شده است (Lentz, 1995).

1. Millstream
2. New Brunswick

فصل پنجم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

با توجه به مطالعات صورت گرفته، نتایج ذیل حاصل گردیده است:

- در منطقه مورد مطالعه، واحدهای سنگی دارای سن پیش از تریاس تا ائوسن تحت تأثیر دگرگونی همبری (متاسوماتیسم) و دگرسانی گرمابی ناشی از نفوذ توده‌هایی با سن ائوسن فوقانی تا الیگوسن قرار گرفته‌اند. وجود میان لایه‌های آهکی حاوی میکروفسیل‌های نومولیت، دیسکوسیکلین، آسلینا، آلئولین و ... محدوده سنی مذکور را تأیید می‌کند.

- بر اساس مشاهدات پتروگرافی، توده‌های نفوذی رخنمون یافته دارای طیف ترکیبی الیوین گابرو (شاه‌حسینی، ۱۳۸۶) تا گابرو الیوین‌دار، گابرو/دیوریت، مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت می‌باشند. در گروه سنگی مافیک- حدواسط، کلینوپیروکسن (اوژیت)، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز و با فراوانی کمتر الیوین جزو کانی‌های اصلی محسوب می‌شوند. تیتانومگنتیت و آپاتیت جزء کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند. بافت توده‌های نفوذی غالباً گرانولار و افیتیک می‌باشد. در گروه‌های سنگی فلسیک، کلینوپیروکسن (اوژیت)، هورنبلند سبز و با فراوانی کمتر بیوتیت کانی‌های مافیک غالب و پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز کانی‌های روشن اصلی این دسته از سنگ‌ها می‌باشند. مقادیر اندکی مگنتیت و اسفن در این سنگ‌ها یافت می‌شوند. بافت این سنگ‌ها گرانولار، میکروگرانولار و پورفیروئیدی می‌باشد.

- سنگ‌های دگرگونی همبری منطقه، دارای ماهیت کَلّی متاسوماتیکی و ماهیت اسکارنی می‌باشند. اسکارن‌های مورد مطالعه از نوع کلسیک آهن‌دار می‌باشد. از شواهد پتروگرافی می‌توان نتیجه گرفت که تأثیر هم‌زمان دگرگونی همبری و سیالات ماگمایی داغ در برون اسکارن (سنگ میزبان و حاشیه توده‌های نفوذی) منجر به تشکیل کالک‌سیلیکات‌های آهن و کلسیم‌دار شده است که در پایان کوارتز و کلسیت به صورت رگه‌هایی مجموعه اسکارنی را قطع نموده است. انواع کانی‌های شاخص شامل: گارنت‌های کلسیم‌دار با ترکیب آندرادیت تا گروسولار و یا ترکیبات حدواسط بین این دو قطب، پیروکسن (از نوع سالیس) و اسکاپولیت (از نوع دایپیر) می‌باشند. کانی‌های دما پایین‌تر که غالباً

تشکیل آن‌ها از تبلور سیالات ماگمایی تأخیری نشأت می‌گیرد عبارتند از اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز.

- بر اساس بررسی توالی‌های پاراژنتیک کانی‌ها در اسکارن‌های مورد مطالعه، درون-اسکارن‌ها شامل مجموعه کانیایی گارنت (آندرادیت)، پیروکسن (سالیست)، مگنتیت، اسفن، اسکاپولیت، سالیست، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کوارتز هستند و برون اسکارن‌ها شامل مجموعه کانیایی گارنت (آندرادیت)، مگنتیت، کلینوپيروكسن، کلسیت و کوارتز می‌باشند. در اولین مرحله متاسوماتیسم و کانه‌زایی، کالک سیلیکات‌های بدون آب اسکارنی گارنت، اسفن و مگنتیت به همراه مقادیر کمتر پیروکسن با کاهش میزان Fe در سیال ایجاد شده اند. با شروع مرحله میانی متاسوماتیسم، کالک سیلیکات‌هایی مانند اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز و کانه‌های مگنتیت، هماتیت و اندکی پیریت و کالکوپیریت رخ داده است. حضور اسکاپولیت و دیوپسید در درون اسکارن‌ها ناشی از تحول آلكالی فلدسپار گرانیت‌ها بر اثر هجوم سیالات غنی از آهن، کالر، سدیم، کلسیم و سولفور می‌باشند.

با توجه به گروه‌های کانیایی در درون اسکارن‌ها و برون اسکارن‌ها، اتفاقات صورت گرفته را می‌توان به شرح زیر خلاصه کرد:

۱- جایگزینی توده‌های نفوذی

۲- برشی شدن بخش‌هایی از سنگ‌های نفوذی و سنگ‌های میزبان (این فرایند ممکن است در اثر تنش‌های تکتونیکی منطقه یا تنش‌های هیدرواستاتیک در زمین صورت بگیرد).

۳- تبلور کانی‌های دمای بالا نظیر گارنت و مگنتیت و در برخی موارد پیروکسن.

۴- تبلور کانی‌های غنی از کالر، هیدروکسیل و سولفور نظیر اپیدوت، کلریت و اسکاپولیت.

۵- تبلور سیالات تأخیری حاوی CO_2 ، Ca و Si که به صورت رگه‌های کلسیتی و کوارتزی ظاهر شده است و یا این کانی‌ها فضای بین کانی‌های دیگر را پر کرده‌اند.

- کانسارهای مگنتیتی از تفریق سیالات غنی از آهن از توده‌های مافیک (گابرو/دیوریتی) منشاء گرفته‌اند. بر اساس مطالعه پتروگرافی، مگنتیت (به طور غالب)، هماتیت، پیریت و کالکوپیریت در

کانه‌زایی همراه اسکارن‌ها یافت می‌شوند. کانی‌های اکسیدی نسبت به کانی‌های سولفیدی به طور هم‌زمان و هم با تفاوت سنی اندک و همراه با کلسیت نسبت به یکدیگر تشکیل شده‌اند. در برخی از مناطق برشی شده، مگنتیت توسط حجم زیادی از سیالات کلسیتی باقیمانده از تفریق در بر گرفته می‌شود. جدایش سیالات از ماگمای مافیک اولیه، تأثیر بسزایی در بایمدال شدن توده‌های منطقه از لحاظ ترکیبی داشته است. زیرا این سیالات حاوی مقدار بسیار زیادی Fe که عنصر اساسی در ترکیب ماگماهای مافیک حدواسط است می‌باشند.

- سیالات گرمایی نیز بر اثر گردش سیالات ماگمایی و اختلاط آن‌ها با سیالات جوی، دگرسانی‌های گسترده (دگرسانی آرژیلیتی) و رگه‌های گرمایی ژئوپس و باریت در اطراف توده نفوذی به وجود آمده است.

- با توجه به آنالیز میکروپروب بر روی کانی‌ها در درون اسکارن‌ها ترموبارومتری اسکارن با دو روش انجام گردید. بر اساس ترموبارومتری بر اساس زوج کانی گارنت- پیروکسن و ترمومتری کلریت‌ها دمای سیالات تشکیل دهنده اسکاپولیت کلینوپیروکسن اسکارن حداکثر به حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد می‌رسد. بر اساس نتایج آنالیز میکروپروب بر روی زوج گارنت- پیروکسن دما برابر ۵۵۸ درجه سانتیگراد می‌باشد. همچنین با ترمومتری کلریت‌ها، دمای میانگین ۵۵۰ درجه برای درون اسکارن‌ها برآورد شده است. این دما مربوط به دماهای سیالات ماگمایی اولیه هستند که در متاسوماتیسم، کانی‌های کالک‌سیلیکاتی دگرگونه را ایجاد می‌کنند. اما دمای سیالات مربوط به مرحله گرمایی بسیار پایین‌تر از این دما می‌باشند. کریم‌زاده ثمرین (۲۰۰۸)، محدوده دمایی سیالات ماگمایی را در دگرسانی آرژیلیتی، ۱۴۰ تا ۲۰۴ درجه سانتیگراد می‌داند. افزایش درجه دگرسانی معرف افزایش دمای سیالات دگرسان کننده و بالا بودن دمای آن‌ها می‌باشد. همچنین دگرسانی شدیدتر معرف اسیدی‌تر بودن ترکیب سیالات گرمایی دگرسان کننده می‌باشد. این سیالات سبب دگرسان شدن فلدسپارها و کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های آتشفشانی و توفی می‌گردند. حاصل این رویداد ایجاد کانی‌هایی از قبیل کائولینیت، ایلیت، ژاروسیت، ژئوپس و لیمونیت می‌باشد.

پیشنهادات

- مطالعات مربوط به اندازه‌گیری ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Nd-Sm در سنگ‌ها برای مطالعه دقیق‌تر منشاء تشکیل ماگماها در حاشیه شمالی ایران مرکزی.
- انجام روش دماسنجی کانسار (رگه‌های کوارتز، باریت و رگه‌های حاوی کلسیت/پیریت) با استفاده از محاسبات سیالات درگیر که می‌تواند اطلاعات خوبی درباره دمای سیال سازنده کانسار مگنتیتی تهیه نماید. متأسفانه، در مطالعات صورت گرفته، به دلیل برخی مشکلات از این روش بسیار خوب برای دماسنجی اسکارن استفاده نشده است.
- مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار C، O و H که در سیستم‌های وسیع مانند اسکارن مورد نظر اهمیت دارند نیز پیشنهاد می‌گردند. زیرا سیالاتی با منشاءهای متفاوت در این اسکارن‌ها وجود دارند که باید آن‌ها را تشخیص داد.

منابع

منابع فارسی

- آراین، م.، پورکرمانی، م.، قرشی، م.، قاسمی، م.، ۱۳۸۳، "سامانه گسلی شمال سمنان- سرخه و نقش آن در تفکیک حوضه"، هشتمین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ۱۳۷۵، "پژوهش و بررسی نو زمین‌ساخت و خطر زمین لرزه گسلش در گستره سمنان"، سازمان زمین‌شناسی کشور، گزارش شماره ۶۳، ۲۶۶ صفحه.
- خواجه‌زاده، م.ح.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال ماعلمان"، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۰ صفحه.
- رنجبر س.، نقره‌ئیان م. و مکی‌زاده م.ع.، ۱۳۸۹، "بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در دو نوع متفاوت گارنت موجود در اسکارن کالکافی"، چهارمین همایش ملی زمین‌شناسی دانشگاه پیام‌نور مشهد، چکیده، ۵۸ صفحه.
- شاه حسینی الف.، ۱۳۸۶، "پترولوژی، ژئوشیمی و پتانسیل‌های معدنی سنگ‌های آذرین شمال و شمال‌شرق سمنان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۶۵ صفحه.
- شاه حسینی الف. قاسمی ح. فردوست ف.، ۱۳۸۶، "تشکیل اسکارن در حاشیه توده گرانیتوئیدی نوکه، شمال شرق سمنان"، یازدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه فردوسی مشهد.
- شاه حسینی الف. قاسمی ح.، ۱۳۸۶، "پترولوژی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال- شمال‌شرق سمنان"، بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین.
- شیردشت‌زاده ن. و صمدی ر.، ۱۳۸۹، "آشنایی با روش‌های زمین‌دماسنجی و زمین فشارسنجی"، تألیف و ترجمه، ۸۷ صفحه.
- صادقیان و میرباقری، در حال انجام، نقشه زمین‌شناسی نارکان در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، منتشر نشده.
- صمدی، م.، ۱۳۷۸، "پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال تا شمال‌شرق سمنان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم ایران.
- علوی نائینی. م.، ۱۹۷۲، "بررسی زمین‌شناسی ناحیه جام، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور"، ۲۹۰ صفحه.
- غیاثوند، ع.ر.، قادری م. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۸۳، "کانسارهای آهن شمال سمنان، از دیدگاه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه"، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۳۱۱ تا ۳۱۲.
- غیاثوند، ع.ر.، قادری م. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۸۴، "مطالعه کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه آهن شمال سمنان"، نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، صفحه ۷۸۴ تا ۷۸۵.
- غیاثوند، ع.ر.، ۱۳۸۴، پایان نامه ارشد: "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان"، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۹ صفحه.
- غیاثوند، ع.ر.، قادری م. و رشید نژاد عمران، ن.، ۱۳۸۸، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه کانسارهای آهن شمال سمنان"، فصل‌نامه علمی پژوهشی علوم زمین، شماره ۷۲، سال هجدهم، صفحه ۳۳ تا ۴۴.
- گروه ژئوفیزیک شرکت معدنی زاگرس کانسار یزد، ۱۳۸۷، "گزارش مطالعات مغناطیس‌سنجی بر روی معدن سنگ آهن شمال سمنان"، شرکت کانسار هامون.
- محسنی، س.، ۱۳۸۱، "پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین شمال‌شرق سمنان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.
- نبوی م ح.، ۱۳۶۶، "نقشه زمین‌شناسی سمنان"، سازمان زمین‌شناسی کشور، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰.

References:

- Ai, Y., (1994), "A revision of the garnet- clinopyroxene Fe⁺²-Mg exchange geothermometry", *Earth and environmental science*, v. 115, n. 4, p.p. 467-473.
- Allen, V.T. and Fahey, j.j., (1952), New occurrences of minerals at iron mountain, Missouri, *U. S. Geological Survey*, p.p. 736-743.
- Butler, R.F., (1998), "Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes electronic", *Department of geosciences university of Arizona Tucson*, P 240.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., (1992), "An Introduction to the Rock Forming Minerals", *Longman Group Limited., London*, P. 696.
- Ciobanu, C.L., Cook N.J., (2004), "Skarn textures and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania", *Ore Geology Reviews*, v. 24, 315–370.
- Faryad, S.W., (2002), "Metamorphic conditions and fluid compositions of scapolite-bearing rocks from the Lapis Lazuli deposit at Sare Sang, Afghanistan", *Journal of petrology*, v. 43, p.p 725-747.
- Frost, B.R., Beard J.S., (2007), "On Silica Activity and Serpentinization".
- Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., (1981), "Skarn deposits". In: Skinner, B.J. (Ed.), *Economic Geology Seventy-fifth Anniversary Volume. Society of Economic Geologists, Boulder, Colorado*, pp. 317–391.
- Einaudi, M.T., (1982a), "General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons: Porphyry Copper Deposits, Am", *Adv. Geol*, p.p 185-209.
- El Habaak, G.H., (2004), "Pan-African skarn deposits related to banded iron formation, Um Nar area, central Eastern Desert, Egypt", *Journal of African Earth Sciences*, v. 38, p.p199–221.
- Gordon, T. M. and Greenwood, H. J., (1971), "The stability of grossularite in H₂O-CO₂ mixtures". *American Mineralogist*, Vol. 56, pp. 1674-1688.
- Hunt, J., and Kerrick, D., (1977), "The stability of sphene; experimental redetermination and geologic implications". *Geochimica and Cosmochimica Acta*, Vol. 41, pp. 279-288.
- Hey, M.H., (1954), "A new review of the chlorite", *Mineralogical Magazine*, v. 30, p.p. 272–292.
- Jamtveit, B., (1991), "Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: nonlinear dynamics in regions of immiscibility", *American Mineralogist*, 76, 1319-1327.

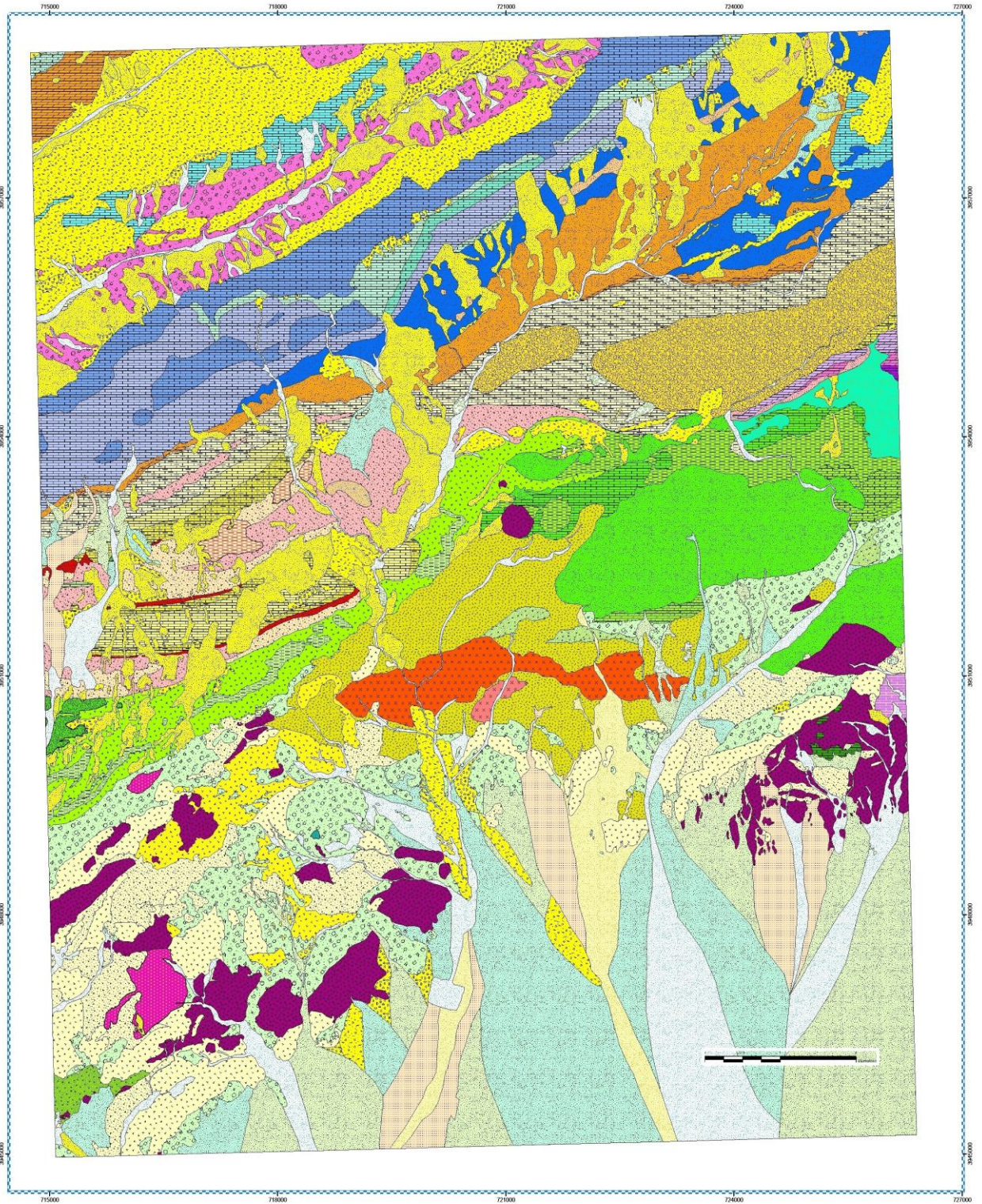
- Jamtveit, B., Wogelius, R.A., Fraser, D.G., (1993), “Zonation patterns of skarn garnets: records of hydrothermal system evolution”, *Geology*, v. 21, 113-116.
- Jamtveit, B., Ragnarsdottir, V., Wood, B.J., (1995), “On the origin of zoned grossular – andradite garnets in hydrothermal systems”, *European Journal of Mineralogy*, v. 7, 1399-1410.
- Jowett, E.C. (1991), “Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer”, *Canada/ Soc. Econ. Geol.* Abstracts.
- Karim zadeh somarin, A., Moayyed, M., (2002), “Granite- and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran”, *Ore Geology Reviews*, v. 20, p.p 127-138.
- Karim zadeh somarin, A., (2008), “Garnetization as a ground preparation process for copper mineralization: evidence from the Mazraeh skarn deposit, Iran”, *J Earth Sci (Geol Rundsch)*, *springer*.
- Kendrick, M.A. Phillips, D., (2009), “New constraints on the release of noble gases during in vacuo crushing and application to scapolite Br–Cl–I and 40Ar/39Ar age determinations”, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, P. 673–5692.
- Kerrick, D.M., (1991), “Contact Metamorphism”, *Reviews in mineralogy*, v. 26, P. 840.
- Korzhinskii, D.S., (1970), “Theory of Metasomatic Zoning”, *ClarendonPress, Oxford*, P. 162.
- Kullerud, K., (1996), “Chlorine- rich amphiboles: interplay between amphibole composition and an evolving fluid”, *European journal of mineralogy*, v. 8, 355-370.
- Kullerud, K. and Erambert, M. (1999), “Cl-scapolite, Cl-amphibole, and plagioclase equilibria in ductile shear zones at Nusfjord, Lofoten, Norway: implications for fluid compositional evolution during fluid–mineral interaction in the deep crust”. *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, P.P. 3829–3844.
- Lentz, D.R., Walker, J.A., Stirling, J.A.S., (1995), “Millstream Cu-Fe Skarn Deposit: An Example of a Cu-bearing Magnetite-rich Skarn System in Northern New Brunswick”, *Pergamon, Canada Institute of mining*, v. 4, no. 1, p.p. 15-31.
- Lentz, D.R., (1998), “Mineralized intrusion-related skarn systems”, *Mineralogical association of Canada, Ottawa*, v. 26, p. 657.
- Lentz, D.R., (2005), “Mass-balance analysis of mineralized skarn systems: implications for replacement processes carbonate mobility, and permeability evolution”, *Mineral deposit research*, v. 1, pp 421– 424, In Karim zadeh somarin A., Garnetization as a ground preparation process for copper mineralization: evidence from the Mazraeh skarn deposit, Iran, *springer*.

- Meinert, L.D., (1992), “Skarns and skarn deposits”. *Geoscience Canada*, Vol. 19, pp. 145-162.
- Meinert, L.D., (1995), “Igneous petrogenesis and skarn deposits”, *Geological Association of Canada*, Special Paper 40, 569-583.
- Meinert, L. D., Hedenquist, J. W., Satoh H., Matsuhisa, Y., (2003), “Formation of anhydrous and hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids”. *Economic Geology*, v. 98; no. 1; p. 147-156.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S., (2005), “World skarn deposits”, *Economic Geology*, p.p. 299–336.
- Markl, G. And Piazzolo, S., (1998), “Halogen- bearing minerals in syenites and high-grade marbles of Dronning Maud Land, Antarctica; monitors of fluid compositional changes during late- magmatic fluid- rock interaction processes”. *Contributions to mineralogy and petrology*, n. 132, 246- 268.
- Mora, C.I. and Valley, J.W., (1989), “Halogen- rich Scapolite and biotite: implication for metamorphic fluid- rock interaction”, *American mineralogist*, v. 74, 721- 737.
- Munoz, J.L. and Swenson, A., (1981), “Chloride- Hydroxyl exchange in biotite and estimation of relative HCl/Hf activity in hydrothermal fluids”, *Economic petrology*, v. 76, p.p. 2212-2221.
- Oliver, N. H. S., Rawling, T. J., Cartwright, I. and Pearson, P. J., (1994), “High-temperature fluid–rock interaction and scapolitization in an extension-related hydrothermal system”, *Australia. J. Petrol.* 35, 1455–1491.
- Pan, Y., (1998), “Scapolite in Skarn Deposits: Petrogenetic and Geochemical Significance, In Lentz D.R., Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems”, *Min. Assoc. Can*, Short course 26, p.169-209.
- Perkins, D., (2009), *Mineralogy*, University of North Dakota, second edition, P. 470.
- Poldervaart, A. Hess, H. H., (1951), “Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas”, *J. Geol.*, 59, 472-489.
- Pollard, P.J., (2001), “Sodic(-calcic) alteration in Fe-Oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H₂O-CO₂-NaCl±CaCl₂-KCl fluids”, *Mineralium Deposita*, Springer, p.p. 93-100.
- Pons, J.M. Franchini, M. Meinert, L. Recio, C. Etcheverry, R. (2009), “Iron skarns of the Vegas Peladas district, Mendoza, Argentina”, *Economic geology*, Vol 114, p.p 157-184.
- Purtov, V.K., Kholodnoc, V.V., Anfilogov, V.N., and Nechkin, G.S., (1989), “The role of chlorine in the formation of magnetite skarns”, *Geol. Review*, v. 31, p. 63-71.

- Quakenack, K.H., (1967), “Der Mineralbestand eines Kontaktmarmors im Radautal-Grabbro”, *springerlink, Earth and Environmental Science, Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 14, Number 3, p.p 204-223.
- Satish-Kumar, M., Hermann, J., Tsunogae, T. and Osanai, Y., (2006), “Carbonation of Cl-rich scapolite boudins in Skallen, East Antarctica: evidence for changing fluid condition in the continental crust”. *J. Metamorphic Geol.* 24, 241–261.
- Shimazaki, H., (1980), “Characteristics of skarn deposits and related acid magmatism in Japan”, *Econ. Geol.*, v. 75, p. 173-183.
- Teylor B. E., Liou J.G., (1978), “The low-temperatures tability of andraditei n C-O-H fluids”, *American Mineralogist*, V. 63, pages 378-393.
- Vanco, D. A. and Bishop, F.C., (1982), “Occurrence and origin of marialite scapolite in the Humbold Loplith, N. M. Nevada”, *Contrib. mineral Petrol*, v 81, p.p. 277-289.
- Winter, J.D., (2001), “An introduction to igneous and metamorphic petrology”, Prentice-Hall Inc, P. 686.
- Zharikov, V.A., (1970), *Skarns. Internat. Geol. Rev*, v. 12, p.p. 541-775.
- Zharikov, V.A., (1991), *Skarn types, formation and ore mineralization conditions, In skarn systems (D.R. Lentz)*, v. 26, p. 657.

پوست

Narkan



نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ منطقه (اقتباس از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ نارکان).

LEGEND

Quaternary	Oc	Cultivated areas
	Q ^a	Alluvial and stream sediments
	Qf ⁵	Alluvial fans (unconsolidated, unsorted alluvial sediments= fifth generation)
	Qf ⁴	Alluvial fans (unconsolidated, unsorted alluvial sediments= fourth generation)
	Qf ³	Alluvial fans (unconsolidated, unsorted alluvial sediments= third generation)
	Qf ²	Alluvial fans (unconsolidated, unsorted alluvial sediments= second generation)
	Qf ¹	Alluvial fans (consolidated, unsorted alluvial sediments= first generation)
	Qf	Alluvial fans (unconsolidated or consolidated, unsorted alluvial sediments)
Pliocene	MP	Upper Red Formation conglomerate, gray sandstone with mudstone intercalations
Miocene	M ¹⁴	Qom Formation Marl, Gypsum and limestone
	M ¹³	
	M ¹²	
	M ¹¹	
Oligocene	O ¹¹⁻⁴	Qom Formation Limestone to marly limestone
	O ¹⁰	
	O ⁹	
	O ^{10w}	
Eocene	E ^c	Basal conglomerate of Oligocene, black to dark green unsorted polygenetic conglomerate.
	EK ²¹	Siliceous tuff
	EK ^{10c}	Marly tuff, tuffaceous shale
	EK ¹⁰	Volcaniclastic rocks, lithic tuff, pumice tuff, rarely with Nummulitic limestone
	EK ^{10b}	Cream – white tuffaceous shale
	EK ^{10a}	Tuffaceous sandstone and siltstone
	EK ^{a+b}	Porphyritic basalt or andesite
Igneous and metamorphic rocks	Haa	Alteration zones High argillitic alteration
	Maa	Alteration zones Medium argillitic alteration
	Laa	Alteration zones Low argillitic alteration
	SK	Fe-bearing Skarns Skarn and metasomatic rocks
	Aig	Alkali feldspar granite
Gd	Gabbro, diorite, gabbrodiorite	
grd	Granodiorite	
Paleocene	Pgf	Fajan Formation red sandstone, siltstone, conglomerate
Cretaceous	K ¹⁵	Red siltstone, sandstone
	K ¹⁴	Red sandy limestone, microconglomerate
	K ¹¹	Limestone
	K ¹⁰	Marl and marly limestone
	K ⁹	Tizkuh Formation Orbitolina limestone
Jurassic	J ¹	Lar Formation limestone, light grey, well bedded
	J ^{2a}	Dalicay Formation Green marls with intercalations of marly limestones
	J ^{2b}	
	J ^{2c}	
	J ^{2d}	
	J ^{3a}	Sheenahak Formation shale and sandstone (undivided or in general)
	J ^{3b}	
	J ^{3c}	
	J ^{3d}	
	J ^{3e}	
J ^{3f}		
Triassic	TR ^{d3}	Thick bedded gray dolomite
	TR ^{d2}	Medium bedded dolomite and limestone
	TR ^{d1}	Platy and thin layers of cream color dolomite
	TR ^d	Massive cream dolomite mainly brecciated
PrTriassic	PTrfm	Marl and layers of dolomite and limestone

Abstract

Zartul area is located in 10 Km of the north of Semnan city. From structural units point of view, this region is a part of central Iran zone. In this area, volcanic, volcanosedimentary rocks and fossiliferous limestones have outcrops. The presence of limestone intercalations contain Nummulite, Discocyclone, Aselina, Olveoline, ... confirm this mentioned age range. A numerous pluton with compositional range from gabbro to granite intruded in this sequence. Emplacement of these plutons, accompanied with the action of compressional tectonic regime has been provided suitable conditions for metasomatism (skarnization, mineralization and alteration). Investigation of this area in the larger scale to west or east, indicate that large major structural elements such as Semnan and Attary faults have been the important role in producing the crushed tectonic zones for infiltration or injection ore forming fluids from gabbroic-granitic plutons (granodiorites have the most important role in skarnization or metasomatism). They are differences evidence of magma fractionation (fractional crystallization) into host rocks that all this collections. Skarnization as a part of metasomatism processes has been resulted to generate mineral assemblages contain Ca-Fe bearing garnets, clinopyroxenes, scapolites, Ca-Fe bearing garnets are the most frequent index mineral of contact metamorphism. Based on microprobe analysis, their composition is from And_{60-80} and And_{30-100} . Garnets have compositional and color zonation. Clinopyroxenes have salite composition but their frequency is very low compared with garnets. Scapolites were produce in the margin of alkali feldspar granitic plutons and their tuffaceous host rocks and scapolites are from sodium rich end members which famous to dipyre. Petrographical investigations indicate that there is a very close relationship between iron ore minerals assemblages (especially Ca-bearing garnets). Skarnization and mineralization have been took place in the nearly contemporaneous time. Based on geothermobarometry by using garnet – pyroxene and thermometry of chlorite and with consideration the presence of metasomatism have been produce high temperature range of skarn has been generated in approximately 450-560°C and <2 Kb. Barite and calcite veins, Zartul skarns have been produce in a temperatural range from 250-400°C. Furthermore an intensive mineralization of iron ore has been took placed in this area. Mineralography of iron ore deposits indicate that they have vein or replacement structural forms. They dominantly contain magnetite, hematite and also with a few grains of pyrite and chalcopyrite.

Keyword: Metasomatism, Skarnization, Microprob analysis, Geothermobarometry, Semnan, Zartul.



Shahrood University of Technology
Faculty of Earth Science

Subject:

Investigation of skarnization, metasomatism and related to
mineralization in Zartul area (Northeast Semnan)

By:

Maryam Shahri

Supervisor:

Dr. Mahmoud Sadeghian

Consultant:

Dr. Habibolah Ghasemi

Dr. Farajolah Fardoost

July 2011